

Dedicație:

*Tuturor celor care nu cred
în Tectonica globală*

Motto :

Munții pot fi distruși, pământul poate fi purtat dintr-o parte în alta, virfurile pot fi înălțate și coborite, pământul se poate deschide și închide la loc și se pot întâmpla încă multe alte lucruri ce ar putea la început să pară basme...

Nicolaus Steno, circa 1670

Milioane de oameni trec prin viață ca niște somnambuli și-și văd de drum ca și cum nimic nu s-ar fi schimbat din deceniul al patrulea pînă acum, ca și cum nimic n-ar avea să se schimbe vreodată.

Alvin Toffler, 1970

Marcian Bleahu

TECTONICA GLOBALĂ

*



Editura
științifică și enciclopedică
București, 1983

Coperta și supracoperta : Simona NICULESCU

TECTONICA GLOBALĂ



Editura
Științifică și Enciclopedică
București, 1989

PREFAȚĂ

Termenul de tectonică globală a apărut în anul 1968 pentru a desemna un ansamblu de procese puse în evidență în anii precedenți. El nu se referă la tectonica clasică privită la scara globală și menită să ofere o interpretare cantitativ diferită a unor lucruri știute, ci la o viziune calitativ nouă, la un alt mod de a înțelege și explica devenirea tectonică a globului. Termenul „global” nu semnifica doar o privire de ansamblu asupra globului ci vroia mai ales să sublinieze că noua concepție *înglobează* într-o viziune unificatoare mai toate disciplinele geologiei. Cît de just a fost acest lucru și cît de bine ales s-a dovedit termenul a reieșit de-abia ulterior cînd, pe măsură ce noile teorii cucureau tot alte teritorii de aplicare, s-a constatat că un același set, relativ restrîns de concepte, reușea să dea explicații multumitoare la un noian de fenomene. Primul concept, cel de expansiune a fundurilor oceanice, cu corolarul său subducția, a apărut în 1962 din necesitatea de a se explica topografia și caracteristicile geofizice ale oceanelor. El a căpătăt adevărata sa dimensiune prin introducerea în 1968 a celui de al doilea concept, cel de placă și de mișcare a plăcilor, ce arunca o nouă lumină și asupra unei teorii mai vechi, aceea a derivei continentelor, hulită și discreditată timp de o jumătate de secol dar ce își câștiga acum locul bine meritat. Îmbinate în mod armonios într-un ansamblu de mecanisme coerente, aceste trei teorii și-au găsit repede aplicare în mai toate domeniile geologiei. La început au fost cucerite oceanele ele putînd fi explicate acum ca morfologie, vîrstă, forme și caracteristici geofizice: magnetism, gravitate, seismicitate, flux termic. La acestea s-au adăugat explicațiile privind petrologia și geochimia rocilor constituate ale fundurilor oceanice. Apoi, după ce s-a constatat că suprafața globului este acoperită de un mozaic de plăci litosferice, noile teorii au trecut de la oceane la cucerirea uscaturilor. S-a văzut astfel că seismele sînt legate de marginile de plăci, iar natura și mișcarea acestora determină cîmpul gravitațional al Pămîntului, precum și cel termic. Marile succese au fost înregistrate începînd din 1970 în domeniul geologiei unde și-au găsit explicații fericite, procese importante precum magmatismul, cu toate subdisciplinele sale (petrogeneză, geochimie, metalogeneză) și metamorfismul. Petrogeneza sedimentară și sedimentologia și-au găsit și ele un nou cadru de interpretare, apoi tectonica analitică, geomorfologia, paleobiologia, paleogeografia etc. Dar poate că nici un alt domeniu al științelor despre Pămînt nu a fost atît de puternic marcat de noile teorii ca tectonica marilor ansambluri orogene. Formarea munților, problemă crucială a geologiei, ce a frămîntat mai bine de un secol multe minți luminate,

fără să-și fi avut o rezolvare convenabilă, și-a găsit acum, pentru prima dată, o explicație logică.

Ceea ce este uimitor la tectonica globală nu este însă numai capacitatea de a da explicații în multe domenii ale științelor despre Pământ, ci de a face ca toate să fie coerente între ele, să fie izvorâte din aceleași propoziții, puține și simple. Ea se dovedește a fi o disciplină unificatoare și unică. Cu ea cei ce au în sarcină științifică globul terestru, geologi și geofizicieni, au reușit să găsească ceea ce fizicienii caută de mult în domeniul lor, o teorie unitară a câmpului. Aici este vorba de câmpul terestru, devenit inteligibil și explicabil la scară generală, „globală“, dar și la aceea a subsansamblurilor. Și tocmai prin descinderea din înalte sfere teoretice, ale unor concepte generalizatoare, la posibilitățile de aplicare concretă la cazurile de detaliu, tectonica globală a găsit noi valențe. Dacă înainte un geolog putea să rezolve convenabil problemele puse de un teritoriu limitat, fără să cunoască geotectonica sau să încerce încadrarea în unități spațiale sau temporale de nivel regional sau chiar al globului, astăzi el nu mai poate proceda astfel deoarece cel mai mic detaliu trebuie raportat acum la un ansamblu și la o lege generalizatoare. Și, ca să dăm un exemplu, înainte un episod vulcanic andezitic era consemnat ca atare; astăzi el trebuie raportat la un arc vulcanic, la o subducție, ce trebuie să-și găsească un loc paleogeografic bine determinat, în funcție de expansiunile sincrone, aflate în oceane, situate poate la antipod.

Tectonica globală este o revoluție științifică. Începută acum 20 ani, ea este în deplină desfășurare. Vechile paradigme sînt pe cale să dispară iar noile concepte să le ia locul. În momentul de față geologia este pe cale să fie regîndită și rescrisă. Am fost martorii acestei revoluții fără să intuim faptul, ca acum un secol contemporanii lui Darwin ce nu și-au dat seama că trăiesc un moment crucial al științelor biologice. Noile teorii geologice nici nu au pătruns peste tot în manualele universitare și mai există destui sceptici. În perspectiva timpului istoric, urmașii ne vor invidia că am fost martorii marilor schimbări, că am putut urmări pas cu pas apariția noilor idei, fără să-și închipuie că de fapt ele au trecut pe lângă cei mai mulți fără ca aceștia să-și dea seama. Este condamnarea la care sînt supuși unii dintre contemporanii momentelor înnoitoare, de care scapă numai cei lucizi, cei dotați sau cei puși pe frondă.

Cînd în 1969 am ținut la o sedință a Societății române de științe geologice o conferință în care semnalăm pentru prima dată la noi în țară noile descoperiri și implicațiile ce le pot avea asupra însăși fundamentelor geologiei nu am stîrnit decît zîmbete sceptice. Aceași neîncredere am întîmpinat-o și la prezentarea, în 1972, a aplicațiilor tectonicii globale la structura Carpaților, cu ocazia unor conferințe ținute la Viena și în mai multe centre universitare din Elveția și apoi în 1972 la Institutul Geologic din București. Desigur, de atunci atitudinea s-a schimbat și mulți sceptici au acceptat noua teorie geologică, aplicînd-o asiduu. Nu odată am auzit însă geologi vorbind de mișcarea plăcilor fără să cunoască definiția plăcii sau invocînd subducții pentru a explica procese magmatice, neștiind că o subducție nu poate fi inventată pentru nevoi locale ci derivă dintr-un canevaz cinematic ce încinge tot globul. Se constată astfel că ceea ce lipsește în momentul de față este tocmai cunoașterea fundamentelor teoriei, a principiilor

fizice, cinematice și geometrice, precum și viziunea de ansamblu, de articulare într-un tot armonios a diferitelor compartimente.

Recunoașterea acestor fapte m-a determinat să scriu cartea de față, sarcină dificilă din cauza complexității problemelor și a domeniilor extrem de variate ce trebuiau abordate și care acoperă cea mai mare parte a științelor despre Pământ. Astfel, tectonica globală include aproape toate ramurile geofizicii, tectonica, petrologia, geochimia, sedimentologia, paleoclimatologia, paleobiologia etc. Noile teorii își trag seva din numeroase domenii ale fizicii (mecanica, mecanica fluidelor, termodinamica, electromagnetismul etc.) și se sprijină pe variate argumentări matematice (funcții speciale, trigonometrie sferică, ecuațiile fizicii matematice, programe de simulare, statistică etc.). Este aproape imposibil ca toate acestea să fie stăpânite de o singură minte, la același nivel. Corolarul, inevitabil, sînt scăderile (poate chiar erori) în cursul expunerii, pe care specialistul le va repera ușor în domeniul său de activitate. Rog îngăduință pentru aceasta, dar față de soluția de a realiza o carte cu un colectiv de autori, am preferat să acopăr singur ansamblul pentru a păstra unitatea, pentru a aduce neconținut argumentul necesar în sprijinul ideii centrale, aceea că prin tectonica globală științele despre Pământ dispun de o teorie unificatoare și generalizatoare.

Sarcina asumată de a face o carte de autor pe ansamblul tectonicii globale s-a dovedit extrem de dificilă și din lipsa unui model în literatura mondială. Însăși conceperea planului a pus multe probleme, soluția adoptată necesitînd unele explicații.

Se spune că unul din cele mai pasionante capitole ale istoriei științei a fost acela al descoperirii în secolul al XIX-lea a omului primitiv și a uneltelor sale, cu alte cuvinte constituirea antropologiei și a arheologiei ca științe. În anii de la mijlocul secolului nostru un capitol tot atît de pasionant a fost acela scris de fizicieni, chimiști și matematicieni ce au stabilit structura intimă a materiei și a modului în care din ea poate fi descătușată imensa energie acumulată la nivelul atomului. Ei bine, sub ochii noștri, în ultimele două decenii s-a scris o altă pagină pasionantă a istoriei științei, aceea a descoperirii legilor ce regizează dinamica Terrei. Sînt anii de glorie ai oceanografilor, descoperitori au unei noi lumi, aceea a fundurilor oceanice; a geofizicienilor ce le-au precizat caracteristicile și a geologilor, care, interpretînd datele, au descoperit legile devenirii globului nostru.

O prezentare strict cronologică a modului cum s-au succedat descoperirile și au apărut teoriile ar fi fost extrem de tentată, putînd deveni un adevărat roman. Din păcate o astfel de prezentare a devenit acum aproape imposibilă căci fiecare noțiune, fiecare teorie s-a îmbunătățit pe parcurs, s-a amplificat cu datele furnizate de o teorie apărută ulterior, astfel că pentru oricare din aspecte este indispensabilă cunoașterea noțiunilor intrate în joc mai tîrziu. Așa, de exemplu, pentru a trata procesele ce au loc în zonele de subducție, procese identificate și descrise în cadrul teoriei expansiunii fundurilor oceanice în 1961, este indispensabil a discuta despre marginile de plăci, placa fiind însă o noțiune apărută în 1967, fără a mai spune că însuși termenul de subducție a fost introdus în știință de-abia în 1969.

În această situație s-a vădit necesitatea de a pleca la drum, în vederea tratării detaliate a fenomenelor, cu toate noțiunile explicate și cu prin-

cipalele procese lămurite. Pe de altă parte, pentru a nu lipsi totuși pe cititori de o privire asupra celei mai importante etape din întreaga istorie a științei geologice, etapă contemporană nouă, am adoptat un plan cu dublă expunere. La început, sînt prezentate noțiunile și teoriile ce constituie tectonica globală, în desfășurarea lor temporală, în ordinea istorică a apariției lor, cu suficiente detalii pentru ca acest prim capitol să formeze o lucrare în sine ce atacă toate problemele și le rezolvă la nivelul general, de informare. Cine vrea o documentare rapidă și facilă asupra noilor concepte, are la dispoziție un tot, ce ar putea, desprins de aici, să constituie o carte separată. Dealtfel, la redactarea ei am utilizat chiar pasaje dintr-o carte de popularizare apărută anterior (1978) la aceeași editură.

Acest prim capitol al cărții mai are și menirea de a introduce unele noțiuni și teorii lăaturalnice tectonicii globale, utilizate însă amplu de ea. Așa de pildă o digresiune este făcută în domeniul paleomagnetismului, disciplină relativ nouă, ale cărei baze sînt cunoscute unui cerc restrîns de specialiști dar indispensabilă conceptului actual de expansiune a fundurilor oceanice și de derivă a continentelor. Cu riscul ca expunerea să aibă un caracter didactic, o astfel de introducere în paleomagnetism a fost necesară pentru a cîștiga încrederea geologilor în metodele și concluziile sale.

Capitolul al doilea nu este legat direct de tectonica globală, dar pune jaloane importante pentru înțelegerea a ceea ce urmează. El cuprinde o prezentare a caracteristicilor geofizice și geologice ale globului în ansamblu și a celor două pătri implicate direct în mecanismele tectonicii plăcilor, crusta și mantaua superioară. O astfel de prezentare a fost necesară căci și în domeniul cunoașterii globului au apărut în ultimii ani elemente noi și importante, necuprinse încă în cursurile universitare și în lucrările accesibile publicului larg.

Capitolul al treilea este poate cel mai specific legat de tectonica globală prin stabilirea cadrului general de mișcare al entităților ce stau la baza evoluției terestre, plăcile litosferice. Am redus pe cît posibil aparatul matematic de prezentare a diverselor aspecte, tratarea completă și aprofundată putînd fi găsită în articolele și lucrările la care se fac trimiteri bibliografice. Următoarele două capitole sînt consacrate zonelor de maximă importanță pentru dinamica terestră, zonele de expansiune și cele de subducție. Este ușor de văzut că volumului de față îi lipsesc capitole esențiale ale noilor teorii cum ar fi procesele orogenice văzute în lumina tectonicii globale, deriva continentelor, implicațiile economice ale tectonicii globale și cauzele mișcării plăcilor. Ele vor fi prezentate într-un alt volum, în curs de redactare.

În ce privește modul de abordare a subiectului, într-un domeniu în care aproape toate procesele sînt cuantificabile, se putea face o expunere bazată pe o riguroasă demonstrație matematică, metodă adoptată de Le Pichon, Francheteau și Bonin într-unul din puținele tratate dedicate exclusiv tectonicii globale (*Plate tectonics*, Elsevier, 1973). Din păcate, acești autori, prea geofizicieni și fizicieni și prea puțin geologi, au ignorat tot ce nu poate fi demonstrat matematic, cum ar fi de pildă procesele orogene văzute în accepțiunea tectonicii globale. Desigur, un astfel de punct de vedere extrem lipsește tectonica globală tocmai de principala sa valență, aceea de a oferi un vast cîmp de reflecție geologilor, un cadru pentru numeroase

ipoteze de lucru a căror finalitate trebuie să fie descoperirea de noi rezerve minerale. Este semnificativ astfel faptul că în atît de precisul tratat al lui Le Pichon nu există nici măcar un rînd asupra implicațiilor economice ale noilor teorii, deși astăzi au început să se acumuleze succese în ce privește descoperirea de zăcăminte petrolifere și metalifere, plecîndu-se tocmai de la ele, chiar dacă ipotezele de lucru nu au fost înveșmîntate în haina matematică. Pentru a nu cădea în astfel de greșeli am recurs la argumentarea matematică doar în măsura în care ea poate înlătura neîncrederea unor sceptici, dar și atunci fără a urmări întregul proces de deducere a unor formule.

În măsura în care tectonica globală înglobează aproape toate geodisCIPLINELE, în aceeași măsură ea trebuie să fie globală ca informație și cultură geologică. În legătură cu aceasta, un cuvînt referitor la documentarea ce a stat la baza cărții. Pentru a oferi un ghid de studiu în continuare, am pus preț deosebit pe redactarea bibliografiei. Ea este prezentată pe capitole, destul de restrînse ca domeniu, ceea ce face uneori anevoioasă regăsirea unui titlu citat în text, dar prezintă avantajul de a grupa lucrările referitoare la un domeniu, oferind o privire de ansamblu asupra subiectului.

În ciuda faptului că bibliografia numără peste 1600 titluri, sînt convinși că nu au fost consultate multe lucrări, fie din necunoașterea lor, fie din imposibilitatea de a avea acces la ele. În ce privește necunoașterea lor, trebuie spus că în momentul de față 60% din tot ce se tipărește în domeniul științelor despre Pămînt implică, direct sau indirect, problemele ridicate de tectonica globală. Căci, în afara chestiunilor de interes general, teoretic, astăzi aproape toate lucrările cu caracter regional cuprind referințe sau interpretări în lumina noilor teorii. În aceste condiții este evident greu de a afla tot ce se scrie, de a parcurge acest imens material și de a-l utiliza.

În ce privește a doua dificultate, întîmpinată în procurarea materialului documentar, a putut fi depășită datorită a două împrejurări. Prima constă în ajutorul neprecupețit pe care mi l-a dat colectivul de la Biblioteca Institutului de Geologie și Geofizică prin a-mi pune la dispoziție întregul fond de publicații, și aceasta în condițiile grele de după seismul din 1977 cînd aproape toate cărțile și publicațiile bibliotecii au fost inaccesibile. Țin să aduc calde mulțumiri acestui colectiv și celui de la compartimentul Documentare al institutului. Lipsurile de publicații din aceeași bibliotecă le-am suplinit parțial cu sprijinul a numeroși colegi, din țară și străinătate, ce m-au ajutat să completez documentarea și nu pot decît să le aduc un prinos de recunoștință exprimîndu-le aici toată gratitudinea mea: prof. J. Schroeder, prof. S. Ochetti și colegii de la Petro-Canada; prof. C. Burchfiel, prof. L. Contescu și G. Forney din S.U.A.; prof. H. B. Laubscher din Elveția; prof. A. Tollmann din Austria; prof. M. Gaetanî și prof. M. Boccaletti din Italia; iar din România, dr. M. Soroiu, A. Drăgăneșu, E. Grădinaru, dr. D. Grigorescu, prof. St. Pătrașcu, prof. R. Dimitrescu, Sorin Rădan, dr. S. Năstăseanu și I. Nicolae, fără a mai enumera pe toți cei ce mi-au oferit extrase din propriile lor lucrări.

Și la acest capitol al mulțumirilor, țin să-mi exprim gratitudinea pentru sfaturile primite de la colegii prof. V. Lăzărescu, prof. R. Dimitrescu și I. Nicolae ce și-au luat osteneala să parcurgă, integral sau parțial, paginile manuscrisului sugerînd prețioase îmbunătățiri și lui N. Suciu pentru indi-

cațiile mai mult decât utile în domeniul fizicii și matematicii. De asemenea, toată recunoștința celor ce au contribuit la apariția volumului de față: Editurii Științifice și Enciclopedice pentru asigurarea condițiilor editoriale deosebite, redactorului Gh. Vlăsceanu ce s-a aplecat cu înțelegere și dragoste asupra textului, tehnoredactorului Olimpiu Popa care a dat o haină frumoasă cărții.

Cartea de față cuprinde între copertile ei o muncă asiduă de ani de zile, o muncă trudnică de parcurgere, ordonare și redare a unui material documentar imens. Am efectuat-o cu drag și pasiune iar rezultatul este o lucrare de pionierat, afirmație făcută nu pentru lauda autorului ci pentru scuza lui. Între a nu scrie o carte perfectă și a scrie una cu eventuale defecte am ales calea a doua, în credința că aduc un serviciu geologiei românești și colegilor mei.

ISTORIA UNEI REVOLUȚII ȘTIINȚIFICE

I. TEORIA DERIVEI CONTINENTELOR PÎNĂ ÎN 1950

1. Premergătorii.

Nu trebuie să fii geograf sau geolog ca, privind o hartă a Oceanului Atlantic, să constăți că marginile celor două Americi sînt paralele cu marginile Africii și Europei. Dealtfel primul care a făcut în scris această observație nici nu a fost geolog sau geograf, ci filozof. Este vorba de *Sir Francis Bacon* care în 1620 afirma că o astfel de asemănare nu poate fi întîmplătoare, fără însă să meargă mai departe și să încerce o explicație. Puțin timp după aceea a fost găsită și o explicație de către *R. P. François Placet*, care în 1658 a emis ideea că Atlanticul nu este decît valea unui fluviu inundat de potop! Ideea nu trebuie să pară stranie căci atunci începea epoca de aur a „diluviariștilor” care explicau toate fenomenele geologice în raport cu potopul: prezența fosilelor marine pe vîrfuri de munți, resturile de mamifere de climă caldă în zonele reci ale globului, morenele din nordul Europei etc. Potopul a făcut astfel o mare carieră geologică stînd la baza teoriei catastrofiste a lui Cuvier sau a lui Buffon. Nu este deci de mirare că un spirit luminat ca cel al lui *Alexander von Humboldt* a văzut în Atlantic, la începutul secolului al XIX-lea, tot o albie de fluviu inundată de potop.

Primul care a trecut dincolo de simplele aparențe și de similitudini morfologice ale țărmurilor și a descoperit asemănări geologice între cele două părți ale Atlanticului a fost un paleobotanist, *Antonio Snider-Pellegrini*; pentru a explica identitatea plantelor fosile din carboniferul din Europa și America de Nord el a emis ideea că toate uscaturile de cele două părți ale Atlanticului au format un continent ce s-a separat apoi. El a prezentat chiar o schiță, prima de acest fel, în care arăta modul cum se îmbinau Europa și Africa cu cele două Americi. El nu a emis nici o ipoteză privind modul în care a avut loc separarea continentelor și formarea Atlanticului.

Ideea unei alunecări a continentelor, a unei derive, pare a fi apărut pentru prima dată la *H. Wettstein* care presupunea, în 1880, că datorită atracției solare continentele ar aluneca spre vest, suferind nu numai o translație ci și o deformare. Pentru acest autor bazinele oceanice ar fi însă rezultatul prăbușirii unor uscături. În 1882, *Osmond Fisher* admite și el o mișcare a continentelor ca efect al unui fenomen pe care îl studia, formarea Lunii. Plecînd de la o idee a lui *G. Darwin* (unul din fiii marelui evoluționist), Fisher credea că Luna s-a format prin desprindere din locul Oceanului Pacific, fie din cauza atracției unui corp ceresc ce a trecut aproape de Pămînt, fie din cauza expulzării ei ca efect al forței centrifuge. Pentru acoperirea cicatricei, continentele ar fi suferit diverse deplasări de reajustare a echilibrului.

Ideea că Atlanticul este o consecință a unei deplasări a continentelor a fost emisă în mod sumar de *Pickering* în 1907, plecând de la asemănarea morfologică a liniei de țarm. Raliindu-se teoriei lui Darwin și Fisher, el leagă formarea Atlanticului de desprinderea Lunii din Pacific, într-un moment extrem de îndepărtat al istoriei geologice, fără a aduce dovezi geologice.

Primele teorii fundamentate ale unei translații continentale au fost emise de doi cercetători americani și unul german.

Frank Bursley Taylor (1910), primul în ordine cronologică, a plecat în considerațiile sale de la forma arcuită a lanțurilor de munți, fapt remarcat și de Suess, care îl pune pe seama contracției globului din cauza răcirii. Taylor constată că nu poate fi vorba de o răcire notabilă a globului de la începutul său și ca atare că nu există nici o contracție. El remarcă însă că forma arcuită este aceea a morenelor depuse de calotele glaciare, ele materializând mișcarea masei de gheață care alunecă plastic pe fundamentul său de piatră. Concluzia este că aceasta este modalitatea de deplasare a oricărei mase în pînză, adică de mică grosime în raport cu suprafața, cu condiția ca ea să fie plastică la solicitări de lungă durată. Or, este ceea ce presupune el că s-a întîmplat cu continentele care au alunecat în mod plastic generînd în fruntea lor, prin refulare, lanțurile de munți. Lanțul alpino-himalaian, cu prelungirea sa prin Indochina și Indonezia, ar dovedi mișcarea Eurasiei spre sud, după cum lanțul andin ar indica mișcarea Americilor spre vest. Blocul Africa—Arabia—India este considerat a fi fost întotdeauna imobil, Australia ar fi alunecat spre nord, America de Sud la început și ea spre nord, generînd arcul Antilelor, apoi spre vest solidar cu America de Nord etc. În general, Taylor crede într-o deplasare a maselor continentale dinspre poli spre ecuator, ca urmare a unui fenomen de maree, în care Luna a jucat rolul principal.

Spre deosebire de Taylor, care vorbește de migrația continentelor și prezintă o schemă dinamică, *Howard B. Baker* (1912) pleacă de la dispunerea lanțurilor de munți alpini și, pentru a obține o continuitate a lor, reunește continentele într-un bloc unic. El caută o îmbucare cît mai perfectă, atît pentru linia țărmurilor cît și pentru continuitatea structurilor cutate, ceea ce îl conduce la o puternică deformare a Europei. Blocul unic continental s-ar fi spart la sfîrșitul miocenului în lungul unei linii care traversează Oceanul Arctic și cel Atlantic, cele două fragmente continentale derivînd divergent, Americile spre vest, iar Eurasia și Africa spre est. Ulterior Baker a dat și o explicație pentru această fugă divergentă dinspre Atlantic și convergentă spre Pacific, raliindu-se teoriei desprinderii Lunii.

2. Teoria lui Wegener.

În ciuda celor doi remarcabili premergători, teoria derivei continentelor este atribuită aproape unanim lui *Alfred Wegener* pentru faptul că acesta a emis cea mai completă teorie, cu eșafodajul cel mai amplu de argumente și cu implicațiile cele mai largi în numeroase domenii ale geologiei și biologiei. El a fost și cel mai vajnic apărător al ei, iar teoria lui a stîrnit cele mai acerbe controverse, prelungite pînă în zilele noastre cînd valabilitatea ei s-a impus în liniile ei generale, situîndu-l pe autor în rîndul marilor ctitori ai geologiei, ca un genial inovator.

În teoria sa Wegener ia ca punct de plecare un continent unic, *Pangaea* (pământul general) în care îmbucă, conform țărmurilor actuale, toate uscaturile mari. El era înconjurat de oceanul mondial, ce făcea o masă unică, *Panthalassa* (marea generală). Continentul era separat în două de un braț de mare de mică adâncime, Marea Tethys, care corespundea ca amplăsament actualei Mediterane și lanțurilor de munți tineri ce brăzdează Europa și Asia. În jurasic *Pangaea* a început să se scindeze în mai multe fragmente ce au alunecat divergent (fig. 1.1). Față de Eurafica (Europa + Africa), Americile au alunecat spre vest lăsând în urmă Atlanticul. Acesta s-a deschis începând din sud spre nord, separarea Americii de Sud fiind anterioară celei de Nord, ultima porțiune desprinsă fiind Groenlanda. În mișcarea lor de alunecare spre vest Americile au întâmpinat rezistența fundu-

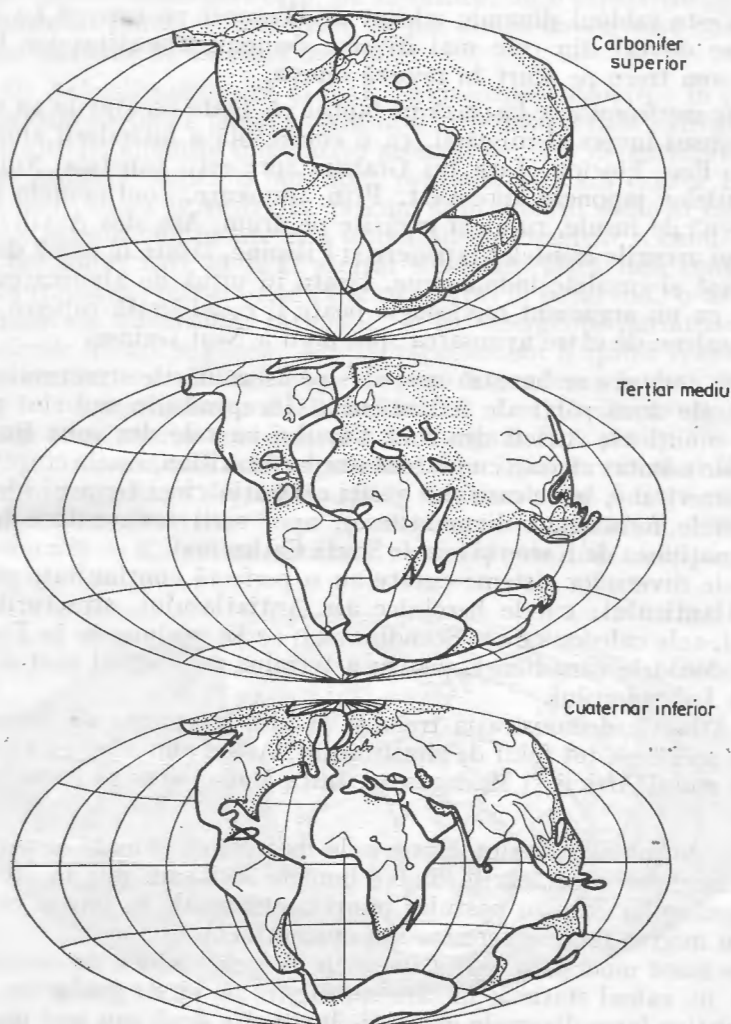


Fig. 1.1 — Deriva continentelor după Wegener. Punctat: mări epi-continentale (După Wegener, 1929).

lui oceanic, ceea ce a dus la refularea sedimentelor și a formațiunilor de soclu care au generat lungul lanț andin. De partea cealaltă a Africii scindarea a început în jurasic prin separarea Madagascarului, apoi a Indiei care, alunecând spre nord, a strivit depozitele de mică adâncime ale Mării Tethys, ce au generat lanțul himalaian. Australia, împreună cu Noua Zeelandă, de care este legată printr-un soclu continental comun, a alunecat spre vest, ceea ce a dus la ridicarea lanțurilor de munți alpini ai Noii Zeelande. Apoi Australia a alunecat spre nord, ceea ce a dus la detașarea Noii Zeelande, rămasă în urmă, și la ridicarea lanțurilor de munți ai Noii Caledonii, împinsă și ea spre nord. Prin alunecarea Australiei spre nord a rămas în urmă Antarctica, constituind un continent aparte. Dar și Eurafica a alunecat spre est, dar mai încet decât Americile, ceea ce a dus la deschiderea Atlanticului.

Acesta este tabloul dinamic schițat de Wegener pe care el l-a argumentat cu numeroase dovezi din cele mai diverse domenii ale științelor Pământului, dintre care vom trece pe scurt în revistă câteva.

Dovezile morfologice se bazează pe faptul că toate uscaturile au terminațiile răsucite în sensul invers al mișcării, ca o consecință a întârzierii alunecării. Așa sînt Țara de Foc, Florida, Țara lui Graham spre est, capetele Noii Zeelande, capetele insulelor japoneze spre vest. Prin alunecare, continentele au lăsat în urmă un „tren” de insule, rupte și părăsite pe drum. Așa sînt Antilele, lăsate de America, apoi arcurile insulelor japoneze și Filipine, lăsate în urmă de alunecarea Asiei spre vest și insulele indoneziene, lăsate în urmă de alunecarea Asiei spre nord. Și tot ca un argument morfologic poate fi considerată ruperea lanțului de insule indoneziene de către avansarea spre nord a Noii Guinee.

Dovezile geologice se bazează mai ales pe asemănările structurale ale teritoriilor de pe cele două părți ale Atlanticului. Începînd din sud sînt paralelizate lanțurile de munți ale Africii din zona Capului cu cele din zona Buenos Aires, platoul gnaisic necutat african cu platoul similar brazilian, rocile eruptive africane cu cele sud-americane, între care sînt găsiți cel puțin cinci termeni identici (între care și celebrele formațiuni diamantifere), apoi serii sedimentare identice (de exemplu formațiunea de Karoo și cea de Santa Catharina). Mai spre nord direcțiile structurale ale diverselor sisteme cutate au o perfectă continuitate pe cele două părți ale Atlanticului: culele hercinice ale Antiatlantisului, structurile hercinice ale Breitaniei, cele caledonice ale Scandinaviei, ce se prelungesc în Terra Nova și Canada (caledonidele canadiene), pentru a termina cu vechiul scut algonkian al Scoției și al Labradorului.

De la Atlantic demonstrația trece și la alte fragmente ale Pangaeii, unde de asemenea se găsesc tot felul de similitudini. Astfel sînt găsite asemănări între regiunea din sudul Africii și Madagascar, între Madagascar și India, între India și Australia.

Dovezile paleontologice sînt dintre cele mai convingătoare și pînă la teoria derivei continentelor asemănările dintre faunele fosile au pus la grea încercare imaginația geologilor care au postulat punți continentale în lungul cărora presupuneau că au migrat faunele terestre sau epicontinentale.

Față de acest mod de a vedea lucrurile Wegener aduce un element nou. El pleacă de la un calcul statistic în care stabilește, pe vîrste geologice, elementele comune faunistice între diversele uscături, luate cîte două sau mai multe: Africa și America de Sud, Madagascar și India, Europa și America de Nord, Australia + India și Madagascar + Africa. Rezultatul este deosebit de grăitor căci pînă în

triasic există o perfectă concordanță, pentru ca apoi să se ivească divergențe, la diferite vârste: între Africa și America de Sud în cretacic, între Madagascar și India în eocen, între America de Nord și Europa în jurasic etc. Concluzia este că aceste uscături au făcut parte din continentul unic Pangaea și că divergențele apar în momentul desfacerii diverselor fragmente.

Dovezile biologice nu sînt decît o prelungire a celor paleontologice în domeniul faunei și florei actuale. Așa de exemplu, inexistența mamiferelor superioare în Australia este o dovadă că separarea acesteia a avut loc înaintea eocenului, cînd ele apar în celelalte continente. Sînt apoi numeroase grupe de animale cu o repartitie foarte strict legată de configurația vechilor uscături. Așa este grupul peștilor dipnoi reprezentați, cu forme diferite, în Australia, America de Sud și Africa, apoi viermii oligocheți care, de asemenea, au o repartitie „gondwaniană” etc. Din domeniul florei, de asemenea, se pot aduce dovezi care confirmă unirea continentelor actuale în uscături mai mari.

Dovezile paleoclimatice sînt și mai convingătoare deoarece în cadrul lor nu mai sînt posibile ipotetice punți continentale, reconstrucțiile paleogeografice trebuind să asculte de anumite imperative geometrice. Așa de exemplu, în permian a existat în emisfera sudică o puternică perioadă glaciară care a lăsat urme în America de Sud, Africa și Australia, precum și în capătul sudic al Indiei. În poziția actuală a acestor continente este imposibil de imaginat o calotă glaciară, în jurul unui pol sudic, care să le fi afectat simultan. Dacă însă continentele sînt adunate prin translație într-o Gondwana cu centrul în polul sud, o astfel de calotă devine unitară, de dimensiuni raționale, și cu emergente purtătoare de morene în toate punctele în care se găsesc. Același raționament îl aplică Wegener și pentru flora din carbonifer, care trebuie să se dispună în regiunea intertropicală. Repartiția actuală a depozitelor cu floră carboniferă desfiide desenarea unui ecuator unic, în timp ce adunarea continentelor în Pangaea face posibilă o astfel de reconstrucție. Coroborînd cele două argumente, glaciația permiană și flora carboniferă, la care se pot adăuga depozitele saline de climat arid și flora cu *Glossopteris*, plantă de climat temperat, se obține o imagine perfect veridică, a unui continent unic cu o zonalitate climatică similară celei actuale (fig. 1.2).

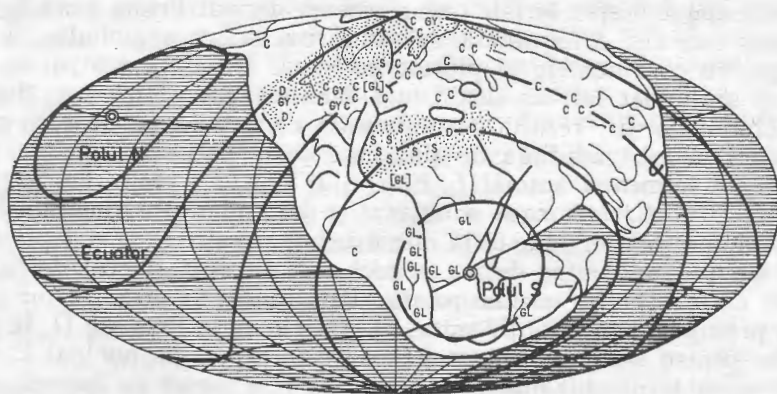


Fig. 1.2 — Dovezile paleoclimatice în sprijinul continentului unic Pangaea. GL, depozite glaciare; Gy, gips; S, roci saline; C, cărbuni; D, deșerturi; punctat, zone deșertice (După Wegener, 1929).

Dovezile geodezice invocate de Wegener sînt cele mai puțin convingătoare. Ele se bazează pe măsurători de latitudine și longitudine ale Groenlandei, Europei și Africii. Diferențele invocate, care ar putea atesta într-adevăr o depărtare a Europei de America de Nord și a Groenlandei de America de Nord nu pot fi considerate destul de exacte pentru a susține teza unor deplasări.

Cu dovezile de tipul celor menționate, și care sînt mult mai numeroase, Wegener credea a dovedi în mod categoric teza derivei continentelor. Dar cu aceasta nu era făcut decît un prim pas căci trebuia găsit mecanismul și modalitatea procesului. În ce privește modul în care are loc deriva, Wegener se sprijină pe teoria izostaziei, emisă încă din secolul al XIX-lea de Pratt și de Airy, reluată apoi și denumită ca atare de Dutton.

Wegener preia ipoteza lui Airy pe care o îmbină cu clasificarea geochimică a învelișurilor terestre, sintetizată de Suess în 1908 și care crease pentru materia ce constituie continentele termenul de Sial și pentru cel subiacent cel de Sima. Sialul, care formează continentele, plutește pe Sima, care formează fundul oceanelor. Conform izostaziei în versiunea lui Airy, continentele sînt cu atît mai afundate cu cît proeminează mai mult, micile insule fiind foarte puțin scufundate. În oceane, unde lipsește aproape complet Sialul, Sima urcă pînă la suprafață, compensînd prin densitatea sa mai mare lipsa de materie sialică astfel încît echilibrul izostatic este realizat la suprafață dar și pe un plan în adîncime.

Pentru Wegener deriva continentelor devine ușor de explicat prin această schemă. Ele nu sînt decît mari nave sialice ce plutesc pe un fundament de Sima. Pentru a se realiza echilibrul izostatic este necesar a presupune însă o oarecare plasticitate a păturii simatice, fapt dovedit de ridicarea lentă a Scandinaviei după eliberarea sa de calota glaciară, care a „înfundat-o” mai adînc în soclul de Sima. Or, plasticitatea explică și posibilitatea de alunecare laterală a continentelor, plasticitate înțeleasă desigur la scara continentelor și la scara timpului geologic. Diferența de densitate explică și formarea munților la marginea continentelor în derivă, ca efect al refulării materialului „luat în bot”, precum și întinderea cu subțiere în spate, ceea ce duce la formarea ghirlandelor insulare.

Dacă mecanismul de deplasare este amplu și bine documentat de Wegener, cu numeroase exemple ce ating toate domeniile geofizicii și geologiei, nu același lucru se poate spune despre forțele care regizează deriva. Prima forță la care face apel Wegener este cea determinată de aplicarea, la scara globului, a legii lui Arhimede pentru continentele ce plutesc pe Sima. Deoarece centrul de greutate al unui corp scufundat într-un lichid mai dens este situat mai sus decît cel al masei de lichid dislocuit, rezultă o componentă ce face ca pe un corp în rotație, corpul plutitor să aibă tendința de alunecare de la poli spre ecuator. Faptul a fost dovedit de numeroși autori (*L. Eötvös, W. Köppen* etc.) și a fost calculat matematic de *P. S. Epstein* care a obținut și date numerice ajungînd la concluzia că la latitudinea de 45°, unde forța este maximă, se ajunge la o deplasare teoretică de 20 cm pe an. Pentru deriva vestică este invocat efectul de întîrziere a mareelor în care intră în acțiune rotația Pămîntului și atracția lunară. Acest efect fusese presupus și anterior de autori ca *H. Colberg* în 1895 sau *D. Kreichgauer* în 1902, dar pentru ansamblul crustei terestre în raport cu nucleul Pămîntului. Wegener îl preia la nivelul maselor continentale în raport cu fundul oceanic la care adaugă un alt factor, cel al deplasării polilor, adică ceea ce se numește precesiunea axului de rotație a Pămîntului și care ar crea o forță suplimentară. Fără a putea da valori cantitative pentru acest factor (moartea l-a surprins pe autor

înainte de a putea realiza un astfel de calcul), Wegener considera ca un fapt cert deriva, care oferă pentru prima dată explicații unui mare număr de fenomene, aparent disparate, în cadrul unui sistem unic de dinamică a globului. Acest lucru este admirabil sintetizat în ultimele cuvinte ale magistralei sale cărți (*Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*), de însuși Wegener: „Un lucru este însă sigur: aceleași forțe sînt cele ce generează marile lanțuri cutate și deplasarea continentelor. Translația continentelor, disjunția lor și împingerea în masă, cutremurele de pămînt, vulcanismul, alternanța transgresiunilor și migrația polilor formează, fără îndoială, un singur complex grandios căci, după cum am văzut, au aceleași epoci de paroxism în istoria globului. Dar, în ce privește discriminarea între cauză și efect nu ne putem pronunța încă”.

3. Obiecții.

Cum era de așteptat, teoria derivei a declanșat, prin noutatea, îndrăzneala și originalitatea ei, protestul aproape unanim al oamenilor de știință, mai precis al geologilor, cu atît mai mult cu cît autorul ei nici nu era geolog. Criticile și protestele s-au întins pe mai bine de două decenii, discutarea derivei ocupînd spiritele generației interbelice. De fapt au existat cîteva momente culminante, legate mai ales de apariția diverselor ediții ale cărții lui Wegener. Astfel, în urma publicării primelor două ediții în limba germană, în 1915 și 1920, corul protestatarilor a fost foarte mare, printre ei numărîndu-se, în general, autori de limbă germană care au putut lua direct cunoștință de noua teorie. În urma publicării în 1924 a cărții în traducere engleză, disputele s-au extins și asupra specialiștilor anglo-americani, și ele au fost atît de vehemente încît Societatea americană a geologilor petroliști a organizat în 1928, la New York, un simpozion dedicat problemei derivei. Din cei 14 participanți la discuție, cinci au fost aprigi susținători ai ei, doi au fost susținători cu rezerve, iar șapte au fost oponenți vehemenți.

Apoi în 1939 prestigioasa revistă germană *Geologische Rundschau* a organizat o sesiune consacrată problemei derivei continentelor în care aproape toți autorii și-au manifestat dezacordul cu ea. Oponența geologilor față de revoluționara idee a lui Wegener a fost atît de mare încît, în 1959, în cea de-a patra ediție a monumentalei sale lucrări *The Earth (Pămîntul)*, reputatul savant englez *Sir Henry Jeffreys* afirma despre teoria derivei că „este cantitativ insuficientă și calitativ inaplicabilă. Ea este o explicație care nu explică nimic din ceea ce vrea să explice”. Era o părere însă depășită la acea vreme căci rezultatele arătasera altceva.

De fapt care au fost obiecțiile aduse teoriei lui Wegener? Cele mai grave au fost de ordin mecanic. S-a spus astfel că forțele ce determină alunecarea dinspre poli spre ecuator ar fi trebuit să dea linii de separare orientate latitudinal, nu longitudinal, cum este cea a Atlanticului. Că forța de întîrziere provocată de marea ar trebui să fie inversă în emisfera sudică și să determine o translație a Americii de Sud în sens invers de cel preconizat de Wegener și că în general ea nu ar fi operantă decît pînă la latitudinea de 36°. Apoi s-a spus că o masă continentală, cu cît proeminează mai mult deasupra nivelului oceanic, cu atît este supusă unei forțe de derivă mai puternică, ceea ce ar duce la ideea că Asia, care are o înălțime medie mare, ar trebui să derive mai mult decît America de Nord care are o altitudine medie mai mică, fapt ce vine în contradicție cu cele postulate de Wegener. În sfîrșit, în concepția lui Wegener cutarea lanțurilor de munți

și deriva ar avea aceeași cauză, or calculele mecanice au arătat că pentru a obține o derivă a Americilor este necesară o forță de a sută mia parte de dynă pe centimetru pătrat, în timp ce pentru ridicarea lanțului andin forța necesară este de un miliard de dyne pe centimetru pătrat.

Au fost apoi numeroase obiecții de ordin biologic, arătându-se că, cutare sau cutare grup de animale nu prezintă afinitățile cerute de teorie, că sînt diferențe faunistice ce nu ar trebui să fie dacă a existat Pangaea, că insulele vulcanice din Atlantic au faună mai veche decît cele deduse din derivă etc.

Argumentele geologice au fost combătute de oponenți arătându-se că există și alte modalități de explicare a structurilor geologice din cele două părți ale Atlanticului, că formarea munților nu necesită o derivă, că în ideea lui Wegener deriva ar trebui să fie unilaterală, or el deplasează Americile spre vest dar India și Australia spre est etc.

Acestor atacuri Wegener nu le-a putut răspunde căci, luînd parte în 1930 la o expediție în Groenlanda, și-a găsit o moarte eroică de martir al științei în ghețurile veșnice. Ideile lui au fost preluate și dezvoltate de alți cercetători, între adepți înscriindu-se nume mari ale geologiei.

4. Continuatorii.

Unul din primii mari geologi care au adoptat ideile lui Wegener pentru a găsi în ele răspunsuri la propriile sale probleme a fost *Emil Argand* care, în 1922, în magistrala lui lucrare despre tectonica Asiei, explică formarea lanțului alpin prin alunecarea Gondwanei spre Europa, cu comprimarea sedimentelor din Marea Tethys. Alt mare tectonician, *Rudolf Staub*, acceptă și el, în 1928, deplasarea Gondwanei spre Laurasia, mișcare în care Africa a încălecat Europa iar Asia, India. Desfășurînd cutele alpine Staub ajunge la concluzia că deplasarea Africii a fost de cel puțin 1 500 km, deci o adevărată derivă. *R. A. Daly* admite, în 1926, și el o deplasare a continentelor dar din cauza unui alt fenomen, răcirea și contractarea scoarței. Prin aceasta are loc o coborîre în zonele oceanice, spre care tind să alunece gravitațional continentele. Astfel iau naștere, în fața uscaturilor, lanțurile de munți iar în urma lor, ghirlandele insulare.

Dacă savanții menționați mai sus au utilizat teoria derivei doar parțial, și mai ales pentru a o încadra concepțiilor lor tectonice, au fost alții care, credincioși lui Wegener, au căutat să aducă noi argumente și să perfecționeze doctrina în spiritul creatorului ei. Între aceștia *A. L. Du Toit* ocupă un loc de seamă deoarece, ca geolog sud-african, a putut aduce cele mai competente completări de ordin geologic prin compararea în detaliu a structurii Africii cu cea a Americii de Sud (1927), iar ulterior (1937) să dezvolte o teorie a driftului (a derivei) în care evocă un strat subcrustal plastic în care au loc mișcări convective ce reprezintă motorul derivei. Este anunțată astfel ideea modernă a astenosferei.

Tot în rîndul celor care au emis o idee aparent hazardată, dar pe care timpul a confirmat-o, se numără și *G. A. F. Molengraaf* care, la simpozionul din 1928, lansa ipoteza că lanțul de munți din mijlocul Atlanticului, care atunci fuseseră puși în evidență de croaziera oceanografică a navei „Meteor”, reprezintă o cicatrice, o mare fractură față de care America a derivat spre vest iar Africa spre est. El compara această imensă fractură cu marele rift african ce își are

Începutul în Golful Suez și se prelungește pînă în Africa australă. Cît de aproape de adevăr a fost el cu această ipoteză se va vedea mai departe.

Cel care avea însă să se apropie cel mai mult de vederile actuale, enunțînd o ipoteză care din păcate a rămas fără răsunet, fiind aproape ignorată trei decenii, a fost *Arthur Holmes*. Într-o serie de articole (1928, 1930, 1931) și apoi în manualul său din 1945, *Principles of Physical Geology*, el a construit o imagine dinamică a globului plecînd de la îmbinarea a două ipoteze oarecum independente. Prima a fost ipoteza lui *J. Joly* (1928), care a făcut să intervină în teoria formării munților radioactivitatea. Joly a presupus că dezintegrarea substanțelor radioactive din roci determină o ridicare a temperaturii în manta, care se topește. Scoarța coboară astfel, dar pierderea ulterioară de căldură acumulată face ca mantaua să se solidifice din nou și scoarța să fie iar ridicată, cu formare de munți din materialul sedimentar acumulat în timpul cît a fost coborîtă. Orogeneza este astfel ritmică datorită unor cicluri termale.

A doua ipoteză utilizată de Holmes a fost cea a curenților de convecție, enunțată de *O. Ampferer* în 1906 și reluată și amplificată de *D. Griggs* în 1939. Primul a presupus că în interiorul Pămîntului există mase magmatice lichide în care are loc o mișcare de convecție, de ridicare într-un loc și de coborîre în altul. Această mișcare circulară ar antrena și crusta, foarte subțire în raport cu grosimea stratului în care are loc mișcarea, ceea ce duce la cutarea ei și la formarea de munți. Griggs a amplificat ideea, punînd curenții de convecție pe seama transferului de căldură determinat de radioactivitate. Întîlnirea a doi curenți descendenți duce la o coborîre puternică a Sialului în Sima și prin aceasta la o strivire a scoarței. Aici iau naștere munții care formează cu Sialul lor o rădăcină în manta. Curenții subcrustali determină astfel mișcarea crustei și cutarea ei.

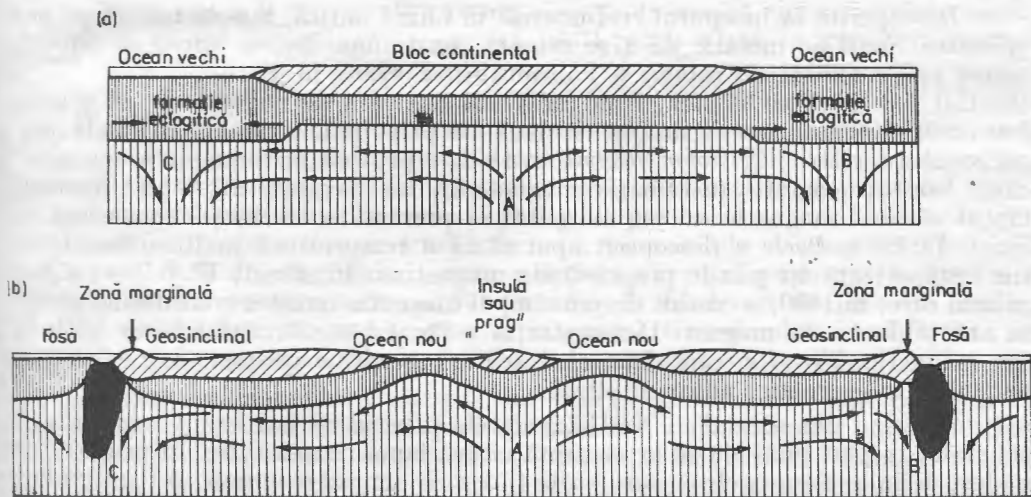


Fig. 1.3 — Deriva continentelor după Holmes. (a) Un curent ascendent determină spargerea unui bloc continental în A; (b) Fragmentele generate formează prin derivă munții. În B și C, din cauza răcirii, bazaltele trec în eclogite care, fiind mai dense, vor coborî, lăsînd loc continentelor să avanseze (După Holmes, 1929).

Holmes a îmbinat aceste idei cu cea a derivei continentelor presupunând că ele sînt puse în mișcare și purtate de curenții de convecție subcrustali, determinați de transferul de căldură impus de radioactivitate. După el în „substrat” ar avea loc mișcări de convecție care antrenează stratul bazaltic de sub continente. În zona de ridicare a curenților de convecție continentul se sparge, ia naștere un nou ocean, iar cele două fragmente sînt purtate lateral. Din cauza rezistenței pe care o întîmpină, materialul sialic din fruntea continentelor în mișcare este îngrămădit și aici vor lua naștere munți (fig. 1.3).

Holmes pleacă în ipoteza sa tot de la continentul unic, Pangaea, și calculează cîte celule de convecție sînt necesare pentru a face ca actualele continente să se fi îndepărtat și să ocupe locurile de azi.

Marele merit a lui Holmes a fost acela de a fi explicat deriva nu prin cauze externe astronomice, ci prin forțe proprii Pămîntului. El a considerat teoria sa „un mecanism pur teoretic pentru a construi deriva continentelor” accentuînd că „astfel de idei speculative, inventate pentru a explica faptele, nu pot avea valoare științifică pînă cînd nu sînt sprijinite de dovezi independente”. Reticența lui Holmes era inutilă căci el s-a apropiat mult de adevărul care avea să se impună trei decenii mai tîrziu. Dar renașterea teoriei derivei nu avea să vină de la geologii de concepție, de la tectonicieni, ci de la geofizicieni, mai precis de la susținătorii unei noi discipline, paleomagnetismul.

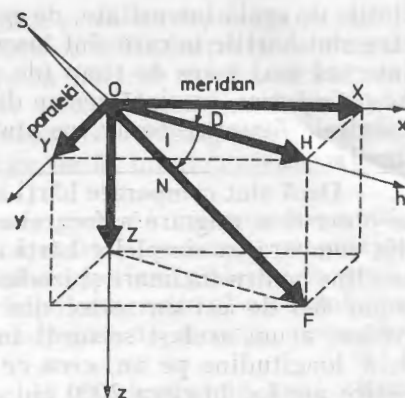
II. PALEOMAGNETISMUL

1. Cîteva date generale asupra magnetismului.

Descoperită la începutul erei noastre în China antică, busola bazată pe proprietatea unui ac metalic de a se orienta totdeauna într-o direcție, aproximativ cea a axului de rotație a Pămîntului, a ajuns în Europa de-abia pe la sfîrșitul secolului al XII-lea, fiind utilizată din plin de navigatori. Aceștia au fost dealtfel primii care au descoperit două din principalele caracteristici ale magnetismului terestru: *Cristofor Columb* în 1492, faptul că acul magnetic nu indică exact nordul geografic (declinația magnetică), iar navigatorul *Robert Norman*, faptul că acul magnetic nu stă orizontal ci prezintă o înclinație ce variază cu locul. În 1589, *Porta* a descoperit apoi că la o temperatură înaltă o bucată de fier magnetizată își pierde proprietățile magnetice. În sfîrșit, *W. Gilbert* a fost primul care, în 1600, a vorbit despre cîmpul magnetic terestru considerînd globul în ansamblu ca un magnet. Demonstrația a făcut-o construind un mic glob de fier magnetic, *Terrella*, care determină aceeași așezare a piliturii de fier ca și o bară de fier magnetic, adică un dipol.

Începînd din secolul al XVII-lea datele privind magnetismul terestru s-au acumulat treptat punîndu-se în evidență cîteva fapte remarcabile. În primul rînd au fost definite elementele cu care poate fi descris cîmpul magnetic al Pămîntului: intensitatea totală, care este o valoare vectorială (fig. 1.4) și poziția vectorului respectiv în funcție de elementele geografice ale globului, adică declinația (unghiul) pe care îl face cu meridianul proiecția vectorului *M* (denumit și componenta orizontală) și înclinația (unghiul *I*) pe care îl face cu orizontala vectorul total

Fig. 1.4 — Elementele componente ale câmpului magnetic terestru. Vectorul F (forța totală) este raportat la un sistem de coordonate format din meridianele (x), paralele (y) și verticala (z). Componenta în plan orizontal a vectorului F este notată H , iar unghiul pe care-l face cu meridianul poartă numele de declinație (D). Unghiul pe care-l face în plan vertical F cu z poartă numele de înclinare (I).



al câmpului magnetic terestru. Apoi, obținându-se un mare număr de valori măsurate pe glob și trecându-se acestea pe diferite hărți, s-a constatat că ele au o variație în timp și spațiu. S-a putut astfel constata că elementele câmpului magnetic terestru cuprind o parte persistentă, ce formează *câmpul principal*, cu tendința de a conserva pe mari perioade de timp valoarea și poziția vectorului de intensitate, și o parte trecătoare, mult mai slabă, ce prezintă variații calme și periodice dar și perturbații întâmplătoare, ce pot atinge valori mai mari (furtuni magnetice). Analize matematice de mare finețe (analiza armonică sferică) a arătat că partea trecătoare a câmpului magnetic are cauze externe globului, pe când câmpul principal are cauze interne.

În ce privește câmpul principal, comparația făcută de Gilbert cu o sferă metalică magnetizată uniform a dus la imaginea unei structuri regulate a câmpului magnetic terestru, asimilabilă cu cel determinat de un magnet dipolar în interiorul globului. Un astfel de câmp idealizat, denumit *câmp dipolic*, câmp regulat sau uniform, poate fi reprezentat cartografic printr-o rețea similară celei geografice, axată pe cei doi poli geomagnetici, uniți printr-o axă ce trece prin centrul Pământului. Axa acestui câmp dipolic, denumită axă geomagnetică, nu coincide cu axa de rotație a Pământului ci formează cu ea un unghi de circa $11^{\circ}1/2$.

Câmpul dipolic este însă idealizat, elementele magnetice ale globului oferind o imagine mai puțin regulată și care descriu câmpul real, denumit *câmp magnetic*, termenul de *câmp geomagnetic* fiind rezervat imaginii teoretice, a dipolului. Diferența dintre valorile câmpului real și cel dipolic poartă numele de câmp nedipolic sau *anomalie geomagnetică* de scară mare. Ca un exemplu de ceea ce reprezintă câmpul real față de cel dipolic putem menționa că polul geomagnetic ideal din emisfera boreală se găsește în nordul Canadei, la nord-vest de Țara lui Baffin, pe când polul magnetic real se găsește în vestul Groenlandei. Dealtfel axa ce unește cei doi poli reali trece la 1 100 km de centrul Pământului.

Câmpul total, câmpul principal, cel dipolic și nedipolic, sînt termenii cu care se pot construi diverse imagini spațiale ale magnetismului terestru. Dar, încă din 1634 Gellibrand a descoperit că declinația magnetică a Londrei variază cu timpul, în mod regulat, de la an la an. Fenomenul a fost denumit ulterior *variație seculară* constatîndu-se că ea afectează și înclinația și intensitatea câmpului magnetic. Faptul este vizibil dacă se compară hărțile diferitelor componente ridicate la intervale de timp, de exemplu hărțile anuale care au înscris

liniile de egală intensitate, de egală declinație sau de egală înclinație. Mai expresive sînt hărțile în care sînt înscrise izoliniile eu egale variații seculare pentru un interval mai mare de timp (de exemplu cîte cinci ani). Aceste hărți, denumite *hărți izoporice*, prezintă centre de maximă variație a elementelor magnetice, așa-numitele *focare izoporice*, ce sînt atribuite mai ales modificărilor cîmpului nedipolic.

Dacă sînt comparate hărți izoporice succesive ale unui element geomagnetic, se observă o migrare a focarelor izoporice spre vest. Același lucru se observă și din compararea simplelor hărți de izolinii magnetice (izogone pentru declinație, izocline pentru înclinare și izodiname pentru intensitatea totală). Așa de exemplu, acum 400 de ani un sector din linia de declinație zero intersecta ecuatorul în Africa, acum același sector îl intersectează în America de Sud. Migrația este de $0,18^\circ$ longitudine pe an, ceea ce înseamnă că o rotație completă a rețelei magnetice are loc în circa 2000 ani.

Anomaliile magnetice de scară mare, variațiile seculare dar mai ales migrarea vestică a cîmpului magnetic nu pot fi decît expresia unor fenomene ce rezidă adînc în interiorul globului. Migrarea nu este compatibilă cu un glob solid în întregime ci trebuie asociată unui strat lichid sau cel puțin vîscos, așa cum se presupune a fi nucleul extern. Modificări survenite la acest nivel trebuie să se repercuteze cu o întîrziere considerabilă pînă la suprafață, de ordinul milioaneilor, poate chiar a miliardelor de ani. În fața acestui răstimp, cei 2000 de ani cît ar reprezenta o rotație completă a cîmpului magnetic nu semnifică nimic și se pune întrebarea dacă cunoștințele noastre asupra magnetismului terestru nu sînt eronate din lipsa unor informații mai ample pe un interval de timp mai lung. Or, tocmai aceste informații a căutat să le aducă o ramură nouă a geofizicii magnetometrice, paleomagnetismul.

2. Magnetismul rocilor.

Studiul magnetismului terestru a fost posibil datorită faptului că pe glob există anumite substanțe care prezintă proprietăți magnetice naturale, ca de exemplu magnetitul. O acumulare mare de magnetit în scoarță generează chiar o perturbare a cîmpului magnetic, creînd o anomalie magnetică locală. În secolul al XVII-lea se mai credea că proprietatea magnetică pe care o aveau acele de busolă este de natură externă, cerească, dacă nu chiar metafizică, și doar progresele realizate în domeniul electricității și al cunoașterii structurii materiei au lămurit cauzele magnetismului. În primul rînd s-a văzut că un curent electric ce trece printr-o sîrmă determină un cîmp magnetic creîndu-se astfel posibilitatea de formare a unor cîmpuri magnetice artificiale. Apoi s-a văzut că nu toate substanțele reacționează la fel față de un cîmp magnetic, fie el determinat de un alt magnet sau de curentul electric. Unele substanțe se magnetizează slab, în direcția cîmpului căruia îi sînt supuse (substanțe paramagnetice), altele se magnetizează, tot slab, dar într-o direcție opusă cîmpului (substanțe diamagnetice), iar altele în sfîrșit se magnetizează puternic, conservînd magnetismul primit și după încetarea acțiunii cîmpului (substanțe feromagnetice). Cele din urmă prezintă așadar o *magnetizare remanentă*, ele devenind magneti permanenți.

Mult timp s-a crezut că Pămîntul prezintă proprietăți magnetice în ansamblu deoarece în el s-ar afla o mare masă de substanțe feromagnetice. Ulterior s-a

conchis că o astfel de ipoteză nu poate fi susținută și că de fapt magnetismul terestru este probabil rezultatul unui proces de dinam cu selfinducție în care rolul de seamă îl joacă curenții electrici ce iau naștere în nucleul extern, lichid, ca urmare a unor mișcări de convecție ce au loc aici. Aceasta înseamnă că nu magnetismul terestru este o consecință a prezenței substanțelor feromagnetice în glob, ci invers, acestea și-au dobândit calitățile magnetice de la un glob căruia îi este proprie generarea unui câmp magnetic.

Cu alte cuvinte, substanțele feromagnetice care prezintă un magnetism natural dețin această calitate de la faptul că au acumulat și conservat magnetismul furnizat, sau cum se mai spune indus, de câmpul magnetic al globului. Această concluzie deschide posibilitatea de a se urmări câmpul magnetic al globului din trecut prin studierea substanțelor feromagnetice cuprinse în scoarță, respectiv în roci.

Posibilitatea ca o rocă să păstreze cuprinse în ea elementele unui câmp magnetic din trecut poartă numele de *magnetism remanent* și el derivă din următorul fenomen: să ne imaginăm o substanță feromagnetică supusă unui câmp magnetic artificial căruia îi mărim treptat intensitatea; substanța se va magnetiza progresiv (fig. 1.5, curba *A*) până ce va ajunge la o saturatie (nivelul *Mm*), peste care nu mai primește nimic chiar dacă mărim în continuare intensitatea câmpului. Dacă scădem apoi treptat intensitatea câmpului, scăderea valorii magnetizării din substanță nu va mai urma curba *A* ci o curbă *B*, care arată că în momentul în care am anihilat intensitatea câmpului inducător, magnetismul din substanță mai are valoarea *Mr*, care este magnetismul remanent. Pentru a-l elimina este nevoie de a crea un câmp magnetic de semn contrar și când acesta va avea valoarea $-m$ (egală dar de semn contrar cu *m*) va dispărea și *Mr*. Fenomenul are loc nu numai dacă intensitatea câmpului atinge valoarea

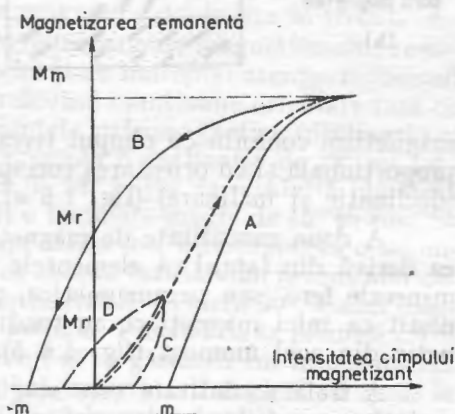


Fig. 1.5 - Curba de histerezis care explică magnetismul remanent.

maximă pentru substanță, ci și dacă îl creștem până la o valoare intermediară, magnetizarea substanței urmînd curba *C* și în descreștere curba *D*, magnetismul remanent fiind de data aceasta *Mr'*. Este evident că magnetismul remanent va fi cu atît mai mare cu cît câmpul căruia i-a fost supusă substanța a avut o intensitate mai mare.

Există mai multe posibilități ca rocile să conserve elementele induse de câmpul magnetic al globului. Modalitatea cea mai sigură o oferă magnetizarea termoremanentă. Ea rezultă din faptul că magnetismul este dependent de tem-

peratura la care se află o rocă. Astfel, o substanță feromagnetică își pierde calitățile magnetice dacă prin încălzire trece de o anumită temperatură cunoscută sub numele de *punct Curie*. Acest punct se află la aproximativ 600° dar diferă de la substanță la substanță. Dacă ne imaginăm o lavă incandescentă care conține mici cantități de magnetit, că este supusă răcirii, în momentul în care temperatura scade sub punctul Curie, magnetitul se va magnetiza, dobândind un

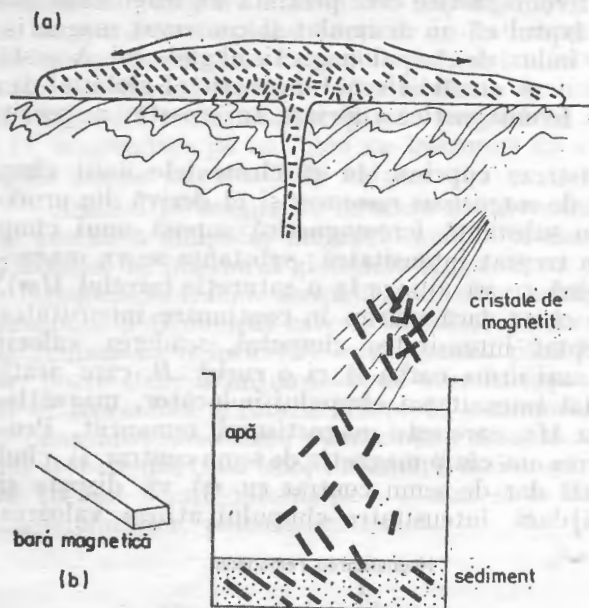


Fig. 1.6 — Influența câmpului magnetic terestru asupra magnetismului rocilor. (a) În timpul consolidării unei lave, după ce temperatura ei a scăzut sub punctul Curie, mineralele feromagnetice se orientează conform câmpului magnetic; (b) În timpul sedimentării, cristalele fine cu substanțe feromagnetice se orientează conform câmpului, sedimentul și apoi roca rezultată conservând orientarea.

magnetism conform cu câmpul terestru din acel moment, adică cu o intensitate proporțională și cu orientarea corespunzătoare locului în care are loc evenimentul (declinație și înclinare) (fig. 1.6 a).

A doua modalitate de magnetizare este *magnetizarea remanentă detritică* și ea derivă din faptul că elementele detritice foarte fine (sub $0,3 \mu$) formate din minerale fero- sau paramagnetice, pot acționa într-un bazin de sedimentare liniștit ca mici magneți ce au tendința de a se orienta conform câmpului magnetic din acel moment (fig. 1.6 b).

A treia modalitate este *magnetizarea remanentă chimică* care este o consecință a reacțiilor ce dau noi minerale în procese ce au loc după consolidarea rocilor, ca de exemplu în timpul metamorfismului, al alterărilor diagenetice sau al depunerilor secundare.

Există în sfârșit o *magnetizare remanentă viscoasă*, denumită astfel deoarece în cadrul ei nu au loc procese de schimbare de fază (trecerea din lichid în solid) sau de aranjare mecanică, ci de influențare lentă în stare solidă a substanțelor feromagnetice. Așa după cum un obiect de fier lăsat mult timp în direcția nord-sud dobândește un slab magnetism indus, tot așa și unele minerale pot suferi o astfel de influență.

3. Două modalități de interpretare a datelor paleomagnetice.

Faptul că rocile conservă caracteristicile câmpului magnetic din momentul formării lor a fost cunoscut destul de vag pe la mijlocul secolului trecut dar fără să i se acorde o importanță deosebită. De-abia în anii '30 ai secolului nostru J. G. *Königsberger* în Germania, E. și O. *Thellier* în Franța și T. *Nagata* în Japonia au început să aprofundeze chestiunea magnetismului remanent din roci, mai mult din punct de vedere teoretic, căutând o explicație a fenomenului. Apoi, începând din 1950 magnetismul fosil a devenit brusc o chestiune ardentă, mai ales prin aplicațiile sale. Noua direcție de cercetare a fost dezvoltată simultan de două școli engleze, conduse de doi oameni de știință cărora paleomagnetismul le datoră aproape totul: școala de la Londra, în frunte cu prof. E. C. *Bullard* și școala de la Newcastle, având ca promotor pe prof. S. K. *Runcorn*.

Principiul de la care plecau amândouă școlile era același: din moment ce magnetismul remanent fixează în roci elemente ale câmpului magnetic din trecut, prin punerea lor în evidență se poate reconstrui acel câmp. Desigur, punerea în evidență nu este chiar atât de simplă deoarece câmpul actual terestru induce în respectivele roci caracteristicile sale. Ele pot fi însă îndepărtate printr-o „spălare magnetică” ce constă, fie din demagnetizare progresivă într-un câmp electric demagnetizant, fie prin încălzire treptată a rocii. Un pericol mare îl prezintă însă magnetizarea remanentă viscoasă, căci am văzut că ea imprimă unei roci gata formate caracteristici ale unui câmp ulterior. Din fericire aceasta este o magnetizare remanentă *moale*, care poate fi ușor îndepărtată și față de care prevalează magnetizarea remanentă *tare*, care păstrează neschimbate caracterele sale magnetice mult timp și în ciuda unor modificări ulterioare de câmp. Se conturează astfel o nouă caracteristică, aceea de *stabilitate magnetică*, care definește o rocă din punct de vedere al puterii de conservare a elementelor magnetice dobândite în trecut.

Găsind procedeele de spălare și măsurare adecvate ale magnetismului remanent, în special detritic, cercetătorii de la Londra și-au îndreptat atenția la început asupra rocilor triasice din Marea Britanie. Prelevând eşantioane orientate față de actualul câmp magnetic și măsurându-le elementele paleomagnetice (declinația și înclinarea) au constatat că jumătate din ele prezintă o declinație de 29° est față de nordul actual magnetic și o înclinare medie de 34° în jos, iar cealaltă jumătate o declinație de 39° vest față de sudul actual și o înclinare medie de 16° în sus. Se observă astfel o grupare la 180° a punctelor, fapt care a fost interpretat ca o schimbare de polaritate a dipolului terestru, fenomen asupra căruia vom reveni mai departe pe larg, dar mai ales o poziție deviată considerabil, cu circa 30° , a axei magnetice din timpul triasicului, în raport cu cea actuală. Plecând de la premisa că în trecutul geologic axa dipolului terestru a trebuit să se găsească tot în apropierea axei de rotație a Pământului, așa cum este astăzi, cercetătorii englezi au ajuns la concluzia că nu câmpul magnetic s-a modificat ci că locurile de prelevare a eşantioanelor au suferit o deplasare, respectiv Insulele Britanice în ansamblu. Astfel, declinația indică o rotire de circa 30° în sensul acelor ceasornicului iar înclinarea, în trecut mai mică față de cea care este acum în Marea Britanie, o alunecare spre nord (fig. 1.7). Poziția mai sudică este compatibilă și cu un climat mai cald, indicat de culoarea roșie a depozitelor care au furnizat eşantioanele.

Cu aceste rezultate era redeschisă, în 1954, lupta pentru deriva continentelor, după ce soarta teoriei părea a fi fost definitiv pecetluită de către mari autorități ca H. *Jeffreys* sau B. *Willis*, care vorbiseră despre „Deriva continentelor — un basm”.

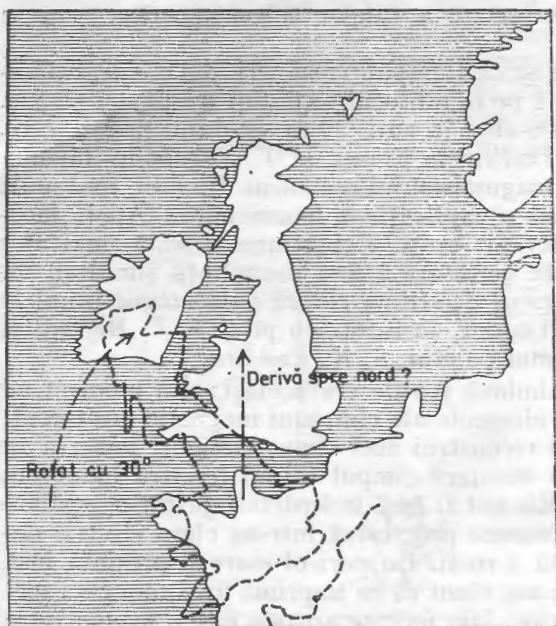


Fig. 1.7 — Declinația paleomagnetică a rocilor triasice din Marea Britanie indică o rotație de 30° în sensul acelor de ceasornic. Înclinația paleomagnetică (aproximativ 65° , iar cea actuală este de 30°) indică o alunecare spre nord (Din Takeuchi et al., 1967).

Pasul următor a fost făcut de aceeași echipă de la Londra prin cercetarea bazaltelor din platoul Deccan (India), care au fost puse în loc într-un lung răstimp, din jurasic până în terțiar. Măsurătorile de înclinare au arătat că rocile din jurasic înclinau cu 60° în sus, cele din terțiarul vechi cu 26° în sus și doar cele din terțiarul mediu cu 17° în jos. Urmărind latitudinile pe glob unde apar astăzi, astfel de înclinări (fig. 1.8 a), se constată că bazaltele au fost puse în loc în diferite puncte ale emisferei sudice și apoi ale celei nordice (fig. 1.8 b). O astfel de situație a fost interpretată fără șovăire de școala de la Londra ca un semn al unei derive a Indiei, exact în sensul prezis de Wegener (fig. 1.8 c). Dar, deși argumentarea părea de

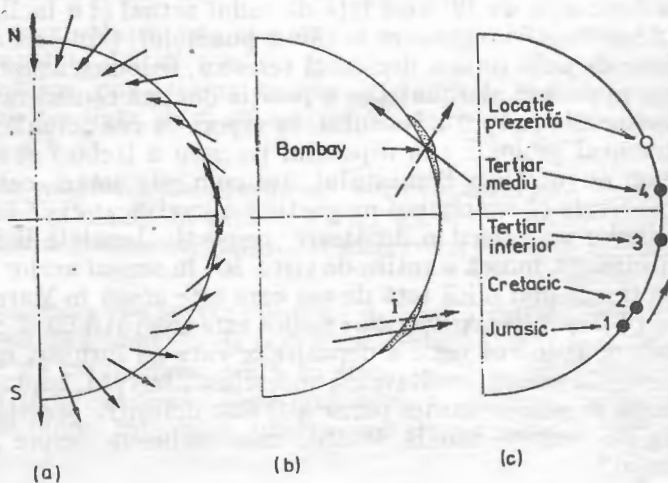


Fig. 1.8 — Variația componentei verticale a cîmpului magnetic (a) și utilizarea ei pentru stabilirea migrației Indiei spre nord (b), cu precizarea pozițiilor succesive avute în timp (c) (După Deutsch et al., 1959).

zdruncinat, ea nu era univocă. Acest lucru avea să-l dovedească școala de paleomagneticieni de la Newcastle.

Runcorn și colaboratorii săi au început prin a aduce o serie de obiecții metodologice, subminând în felul acesta concluziile în favoarea derivei continentelor. Astfel, ca să ajungă la ideea că Marea Britanie sau India s-au deplasat, cercetătorii de la Londra au plecat de la premisa că dipolul terestru nu s-a modificat în decursul timpului, datele paleomagnetice din trecut fiind studiate în sistemul de referință pe care îl oferă astăzi câmpul magnetic al globului și care, după cum știm, coincide destul de bine cu sistemul de referință geografic. Ținând pe loc cele două sisteme de referință coincidente, magnetic și geografic, pentru a se explica variațiile față de sistemul magnetic, s-a recurs la deplasări în sistemul geografic, adică la modificări de longitudine și latitudine a respectivelor locuri. Dar, nu este nicidecum dovedit că dipolul terestru a fost totdeauna coincident cu axa geografică de rotație a Pământului. Sau, mai bine zis, dovada este făcută doar pentru răstimpul de la terțiarul mediu încoace, când toate datele concordă. Dacă însă presupunem că dipolul magnetic a avut cu totul altă poziție față de axa polilor geografici, datele paleomagnetice indică deplasarea câmpului dipolic, dar nu și modificări de poziții geografice. În cazul derivei Indiei aceasta poate fi lăsată pe loc, în raporturile ei actuale cu axa geografică, dar peste ea poate fi plimbată rețeaua câmpului dipolic care a lăsat imprimate în roci diversele poziții pe care le-a ocupat în timp. Cu alte cuvinte, nu este nevoie de invocat o derivă continentală ci doar o mișcare a dipolului terestru.

Metoda de lucru a școlii de la Newcastle a fost deci următoarea: din măsurători de declinație pentru roci de o anumită vîrstă se pot trasa meridianele magnetice ale rețelei dipolare. Pe de altă parte, măsurătorile de înclinare magnetică indică latitudinea la care s-au găsit locurile de prelevare a probelor la timpul respectiv. Măsurînd pe meridian gradele de latitudine se obține poziția polului magnetic pentru acel timp. Este clar că pentru rocile de aceeași vîrstă, luate dintr-o regiune, trebuie să se obțină un același pol magnetic, dispersia punctelor obținute arătînd gradul de confiență în valorile măsurate.

Procedînd în acest fel cercetătorii au constatat că polii magnetici au suferit o continuă deplasare, au migrat, din zone foarte îndepărtate în trecut, pentru a se apropia treptat de poziția actuală. În fig. 1.9 sînt înscrise astfel amplasamentele Polului

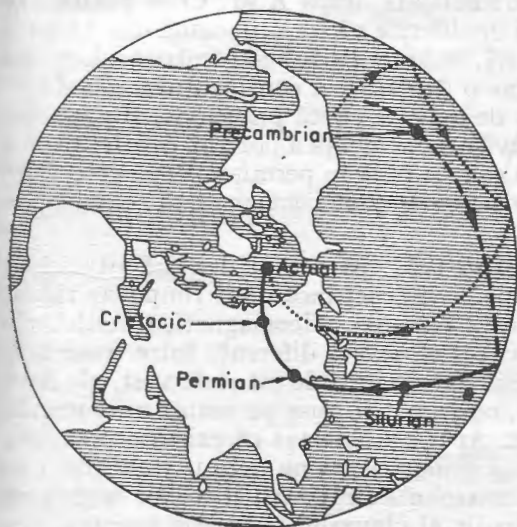


Fig. 1.9 — Poziția Polului Nord din precambrian pînă astăzi pentru eșantioane prelevate din Europa (punctat) și din America de Nord (linie plină), (După Runcorn, 1962).

Nord magnetic deduse după roci studiate în Europa pentru întreaga istorie geologică, din precambrian până în actual. Unind punctele succesive găsite se obține traseul de migrare a polului magnetic.

Deplasarea polului magnetic înseamnă de fapt o modificare a poziției dipolului magnetic în raport cu axa de rotație a Pământului. Un astfel de fenomen nu trebuie să ne uimească, căci în definitiv variația seculară și migrarea spre vest a focarelor izomorfe reprezintă tot un astfel de fenomen. Aceste mișcări au fost puse în evidență la scara istorică de timp dar extrapolate la scara geologică sînt de așteptat deplasări foarte mari.

Iată dar cum la mijlocul anilor '50 două școli engleze de geomagnetism au ajuns să dea soluții diametral opuse, plecînd de la aceleași date de observație. Pentru Bullard și școala sa londoneză, pe un glob cu axa geografică fixă și cu un dipol aproximativ suprapus, se plimbă masele continentale, dobîndind valori paleomagnetice variate, în timp ce pentru școala lui Runcorn de la Newcastle, pe un glob cu elemente geografice fixe, ca axă de rotație dar și ca morfologie a continentelor, se plimbă un cîmp magnetic ce ia poziții diverse, furnizînd rocilor în curs de formare o matrice magnetică variată. Se părea că paleomagnetismul nu poate decide între deriva continentelor și migrația polilor.

După ce și-a expus punctele de vedere pe baza datelor obținute din Europa, Runcorn și-a îndreptat atenția spre America de Nord. Și pentru rocile măsurate aici a construit un traseu de migrare a polului magnetic nordic dar care, în mod surprinzător, nu coincidea cu cel determinat pentru Europa. Runcorn a fost obligat să recunoască faptul că doar migrarea polului magnetic nu poate explica această anomalie și că trebuie să admită și o derivă a celor două continente. El a dat și soluția: deplasînd America de Nord cu 30° longitudine spre est cele două curbe ajung să se suprapună. Aceasta înseamnă că trebuie eliminat Atlanticul și alipite continentele, exact ca în teoria lui Wegener. Diferența dintre curbe începe să scadă treptat de la începutul mezozoicului, ceea ce înseamnă că este necesară o deplasare tot mai mică față de poziția actuală a Americii de Nord, care începuse deriva ce o va conduce la poziția actuală. Tot atît de semnificative sînt și datele furnitate de continentele sudice. În fig. 1.10 (a) sînt înfățișate, după *K.M. Creer* pozițiile ce trebuie atribuite polului sud pentru roci de diferite vârste provenind din Africa și America de Sud (fig. 1.10 b). În fig. 1.10 (c), în America de Sud, pentru aceleași roci se consideră polul sud fix, ceea ce impune o deplasare a continentului. În sfîrșit, dacă se iau în considerare simultan roci de aceeași vîrstă provenind din America de Sud și din Africa (fig. 1.10 d) se observă o coincidență a poziției polului dacă se alipesc cele două continente, dar aceasta numai pînă în permian, după care, începînd deriva, pentru a face ca polii indicați de cele două continente să coincidă, ele trebuie deplasate divergent.

Astfel de date, publicate începînd din 1957, păreau să dea definitiv cîștig de cauză teoriei derivei. Dar, nu fără împotrivire căci încă mult timp s-au ridicat critici care au pus la îndoială valabilitatea metodei paleomagnetice. Astfel, din chiar datele prezentate de Runcorn s-a văzut că există diferențe între traseele de migrare a polilor obținute pentru cele două extremități de est și de vest, ale Americii de Nord, sau între cele ale Eurasiei, ce nu pot fi puse pe seama unor mișcări diferențiale în cadrul aceluiași continent. Apoi s-a obiectat că există o prea mare dispersie a datelor pentru perioadele vechi geologice, ce nu permit stabilirea unei medii valabile. S-a încercat explicarea traseelor de migrare a polilor negîndu-se pentru timpurile geologice caracterul dipolic al cîmpului magnetic terestru, ceea

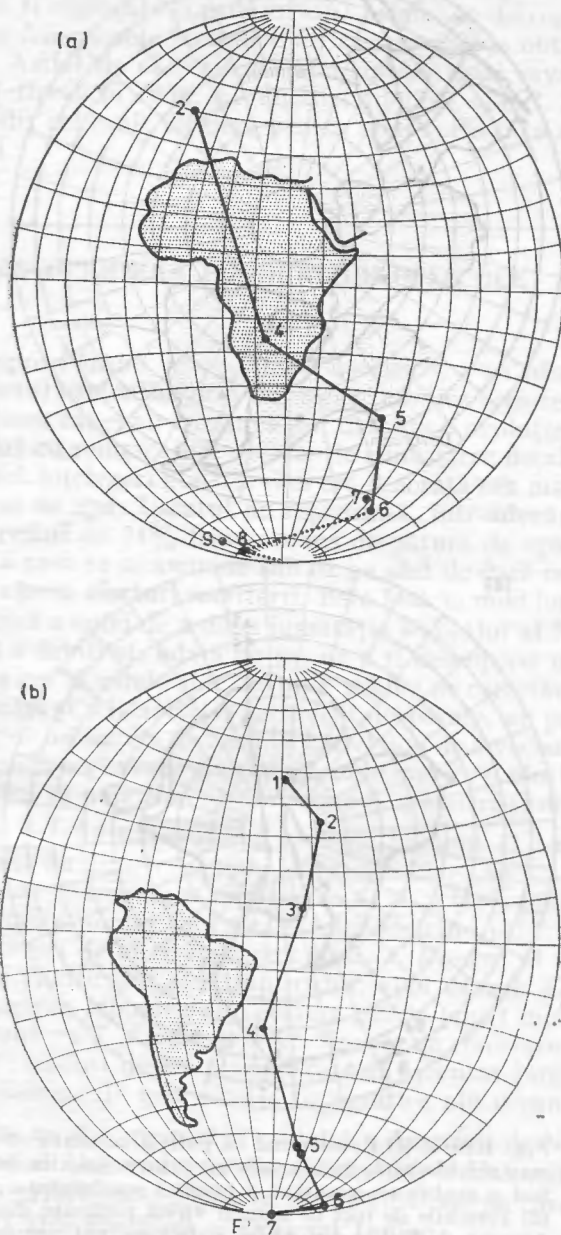


Fig. 1.10 -- Migrația polului sau deriva continente-
lor? Roci prelevate din Africa (a) și din America
de Sud (b) indică poziții succesive ale polilor;

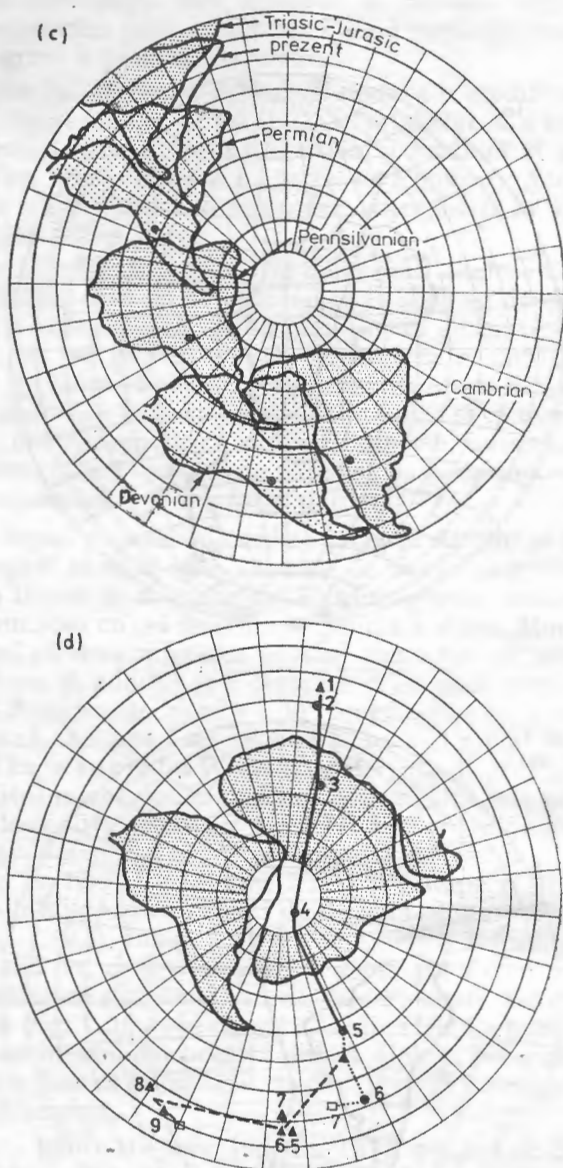


Fig. 1.10 — (c) Considerind că poziția polului a rămas neschimbată, trebuie admisă pentru America de Sud o modificare continuă a poziției continentului; (d) Perechile de roci de aceeași vîrstă prelevate din America de Sud și din Africa indică un pol comun pînă în permian, apoi polii diferă, ceea ce nu se poate interpreta decît prin deplasarea divergentă din acel moment a continentelor. 1, cambrian; 2, silurian; 3, devonian; 4, carbonifer; 5, permian; 6, triasic; 7, jurasic; 8, miocen; 9, plio-pleistocen (După Creer, 1965).

ce implică existența mai multor poli magnetici și ca atare foarte multe orientări paleomagnetice posibile. S-a spus apoi că deplasările sugerate de traseele de migrare a polilor pot fi explicate și prin mișcări locale, de decroșare pe mari distanțe a scoarței, sau că fenomenele tectonice au alterat datele obținute din zonele de cutări orogenice. Astfel de obiecții au adus uneori mari savanți ai lumii contemporane, ca Sir H. Jeffreys în 1959, E. Thellier în 1963 sau P. Fourmarier în 1967, care însă au dovedit cel mult reținere pentru noul suflu care anima geologia începând din acei ani.

III. DESCOPERIREA FUNDURILOR OCEANICE

Științele despre Pământ, geografia și geofizica, s-au născut acum mai bine de un secol din efortul oamenilor de a înțelege și explica ceea ce le era la îndemână: uscatul. Din studierea lui ei au crezut că pot descifra o evoluție și că pot desprinde legi. Efortul, soldat cu remarcabile succese de cunoaștere detaliată, era sortit eșecului pe planul unei înțelegeri globale căci era ignorată cea mai mare parte a globului, cea acoperită de apă. Uscatul nu reprezintă, într-adevăr, decât 29% din suprafața globului, restul de 71% fiind ascuns de pătura de apă. Desigur, încercările de cunoaștere a ceea ce se ascunde sub ea nu sînt de dată recentă și istoria științei a înregistrat cîteva eforturi meritorii. Este însă în mod hotărît apanajul timpurilor noastre, adică a celei de a doua jumătății secolului al XX-lea, de a fi dezvăluit o nouă față a lumii și, odată cu ea, de a fi descoperit mecanismele intime ale devenirii geologice. Meritele sînt ale unor echipe de cercetători neobosiți, care, înfruntînd prejudecăți și adversități, au inventat aparate, au pus la punct metode și, mai ales, au impus un sistem de lucru și un fel nou de a vedea lucrurile. În acest capitol consacrat modului în care s-au pus bazele mării revoluții din științele despre Pământ nu putem să nu cităm cîteva nume de pionieri și de instituții.

Pe primul loc se află Laboratorul geologic Lamont al Universității Columbia, S.U.A., în frunte cu directorul său, *Maurice Ewing*. Acesta este cel care a pus la punct aparatura de descifrare a topografiei și structurii fundurilor oceanice și care a efectuat un mare număr de croaziere înregistrînd principalele lor caracteristici geofizice. Alături de el trebuie pus *Bruce C. Heezen*, al doilea mare explorator al topografiei Pacificului și Atlanticului, apoi *Manik Talwani*, succesorul lui Heezen la conducerea laboratorului, care a pus la punct metodele de cercetare a gravitației împreună cu *J. Lamar Worzel*. Navele de cercetare ale laboratorului, „Vema” și „Conrad”, au fost dintre primele care au executat lungi croaziere pentru a înregistra toate elementele geofizice și topografice ale oceanelor.

Pe al doilea loc se află, pe partea cealaltă a Americii de Nord, Institutul de oceanografie Scripps al Universității din California, S.U.A., dotat cu nave bine echipate ca „Argo”, „Horizon”, „Spencer” și „Baird” de pe care echipa de cercetători a studiat mai ales Pacificul și Oceanul Indian.

Dintre pionierii oceanografiei aparținînd acestui institut trebuie amintiți *Henry Menard*, explorator al Pacificului, apoi creatorii metodelor moderne de cercetare a cîmpului magnetic, *Ronald Mason* și *Victor Vacquier* și cei ai cercetării fluxului termic suboceanic, *Roger Revelle*, directorul institutului, și *Art Maxvella*.

Explorarea Atlanticului a revenit mai ales celui de-al treilea mare institut oceanografic al Statelor Unite, Woods Hall, ai cărui cercetători, printre care cunoscutul oceanograf *K.O. Emery*, au dispus pentru croaziere de nava „Atlantis”.

Tot în rîndul instituțiilor americane trebuie amintite Geological Survey (Serviciul geologic al Statelor Unite), cu laboratoare specializate în cercetările marine, Institutul de cercetări marine al Universității din Miami, la care s-ar putea adăuga numeroase laboratoare și catedre universitare.

Concomitent cu efortul american trebuie subliniat aportul european, între care Departamentul de geologie și geofizică al Universității Cambridge din Marea Britanie, ocupă un loc de frunte, de el aparținînd navele de croazieră „Owen” și „Discovery”, precum și pionierul cercetării fluxului termic și al paleomagnetismului, *Edward C. Bullard*. Apoi CNEXO (Centrul național pentru exploatarea oceanelor) din Franța, căruia îi aparținea *Xavier Le Pichon*, tînărul geofizician care și-a împletit numele în numeroase domenii cu promovarea noilor teorii, precum și Institutul de oceanologie al U.R.S.S., cu nava de cercetări „Viteaz” care a realizat importante croaziere în oceanele Atlantic și Indian.

După această succintă și incompletă enumerare de mari nume, să vedem care au fost principalele rezultate obținute în cercetarea fundurilor oceanice.

1. Topografia fundurilor oceanice.

Stabilirea topografiei fundului oceanic se rezumă de fapt la măsurarea cît mai precisă și în puncte cît mai dese a adîncimii apei. Pînă în 1920 aceasta se făcea cu firul cu plumb, operație laborioasă, de lungă durată și care dădea doar rezultate aproximative. Primele măsurători sistematice de acest fel au fost întreprinse în celebra croazieră științifică de 111 000 km a navei engleze „Challenger”, din anii 1872—1876 cînd s-a constatat că în mijlocul Atlanticului se ridică un lanț de munți, ce se manifestă și prin crearea unei diferențe de temperatură între părțile estice și vestice ale apelor oceanului. Mai multe detalii au fost apoi obținute prin sondele efectuate către sfîrșitul secolului cu ocazia punerii cablului telegrafic trans-oceanic. Dar, de-abia în primele două decenii ale secolului nostru a fost pusă la punct o metodă mult mai eficientă de determinare a adîncimilor oceanului. Aceasta se bazează pe propagarea undelor sonice prin apă și reflectarea lor de către fundul oceanic. Prin înregistrarea timpului scurs de la emiterea sunetului (de obicei o explozie) și sosirea ecoului se poate deduce distanța parcursă (dus-întors) și ca atare adîncimea la care se află stratul reflector. Primele măsurători de acest fel, cu o aparatură încă primitivă, au fost realizate în 1920 de o navă nord-americană, apoi în anii 1925—1927 ele au fost efectuate sistematic de către nava germană „Meteor” care a pus în evidență prezența în mijlocul Atlanticului a unui adevărat lanț de munți longitudinali. În anii 1928—1930 expediția daneză cu nava „Dana” a descoperit un lanț de munți și în Oceanul Indian, lanț denumit Carlsberg, după numele fundației ce a finanțat expediția, consfințind astfel printr-un toponim important numele unui mare fabricant de bere ! În același timp (1928—1930) nava americană „Carnegie” a pus în evidență un lanț de munți în Oceanul Pacific, apoi în 1930 nava engleză „John Murray” a descoperit prelungirea în Golful Aden a lanțului Carlsberg.

O observație deosebit de interesantă făcută în această perioadă a fost cea a geologului de pe nava „Murray”, *John D.H. Wiseman*, care a constatat că pe creas-

ta lanțului Carlsberg și Murray din Oceanul Indian se găsește o mare adâncitură, un șanț, pe care l-au denumit *rift* (rift în l.engl. = crăpătură, șanț), adânc de 300 m față de marginile crestei. El a avut intuiția să compare acest rift cu grabenul ce trece prin valea Iordanului, Marea Moartă și Marea Roșie, precum și cu cel care se prelungește din Marea Roșie în Africa. El a bănuț, după datele seismologice, că o astfel de depresiune se găsește și pe creasta lanțului de munți din centrul Atlanticului dar expediția plănuță pentru verificarea ipotezei nu a mai avut loc din cauza izbucnirii celui de-al doilea război mondial. După terminarea acestuia, rămânând disponibilă o mare cantitate de explozibili, în special trinitrotoluen, oceanologii din diferite țări au pus la punct programe de cercetare a fundurilor oceanice prin metoda exploziilor. Pentru utilizarea rațională a explozibilului și obținerea unor date cît mai complete și precise au fost puse la punct tehnici variate: lucru cu două nave (una pentru explozii și alta pentru înregistrare), cu o singură navă (care provoacă explozia și tractează la distanță hidrofoanele, adică aparatele de recepție a undelor reflectate), explozii la adâncimi variabile, sondeaje efectuate la verticală sau oblic etc. Totodată au fost construite aparate tot mai perfecționate care să permită nu numai înregistrarea undelor reflectate de fundul oceanului ci și undele care au fost reflectate în strate mai profunde și care prin aceasta au suferit și o refracție. Metodele noi, denumite de reflecție și refracție seismică, au permis astfel și o „radiografieră” a stratelor de depozite mobile aflate sub fundul oceanului, pînă la primul strat consolidat, situat uneori la cîteva sute de metri adîncime. În sfîrșit, echiparea instalațiilor cu sisteme de înregistrare automată a unor explozii seriata la intervale regulate (explozii care au fost la unele procedee înlocuite cu un sistem de producere electromecanică sau sonoră de unde) și prelucrarea concomitentă, pe calculator, a datelor obținute, a făcut posibilă urmărirea și înregistrarea pas cu pas a reliefului fundului oceanului și a consistenței primelor strate sedimentare, cu imaginea directă, în secțiune verticală, a ceea ce se găsește în lungul traseului urmat de navă.

Descoperirea rifturilor. Independent de cercetările oceanografice, sugestii noi privind geografia fundurilor oceanice le-a adus seismologia. Studiind amplasamentul cutremurelor din ultimii 50 de ani, J.P. Rothé, directorul Biroului internațional de seismologie de la Strasbourg, a constatat în 1954 că există o zonă seismică aproape continuă ce urmărește mijlocul Oceanului Atlantic și al celui Indian, cele două segmente unindu-se pe la sudul Africii. Corelația dintre elementele seismice și topografice au făcut-o însă Bruce Heezen și cartografa Marie Tharp de la Laboratorul geologic Lamont. Primind însărcinarea să alcătuiască harta reliefului submarin al Oceanului Atlantic, ei au început să treacă toate profilele transversale ridicate prin ecosondaje. Pe măsură ce datele se acumulau au constatat cu uimire că se conturează tot mai precis un lanț de munți în toată puterea cuvîntului. Așa cum a remarcat cu umor Bruce Heezen, „Pe măsură ce treaba avansa ne apăreau între Londra și New York mai mulți munți decît se găsesc între New York și San Francisco !” Totodată se contura tot mai clar o spărtură axială, situată chiar pe creasta lanțului de munți, adică riftul bănuț de Wiseman (fig. 1.11). Între timp Heezen a mai primit o însărcinare, să determine, pentru Compania telefonică Bell, care dintre cutremurele submarine din Atlantic sînt responsabile de ruperea cablurilor intercontinentale. Trecînd pe o hartă datele existente despre seismele submarine, Marie Tharp a constatat că absolut toate sînt plasate exact pe creasta lanțului de munți, mai precis, chiar în interiorul riftului. Era găsit astfel un nou criteriu de definire a reliefului submarin. Pe baza acestor date a fost elaborată o lucrare asupra reliefului fundului Oceanului Atlantic (Heezen, Tharp,

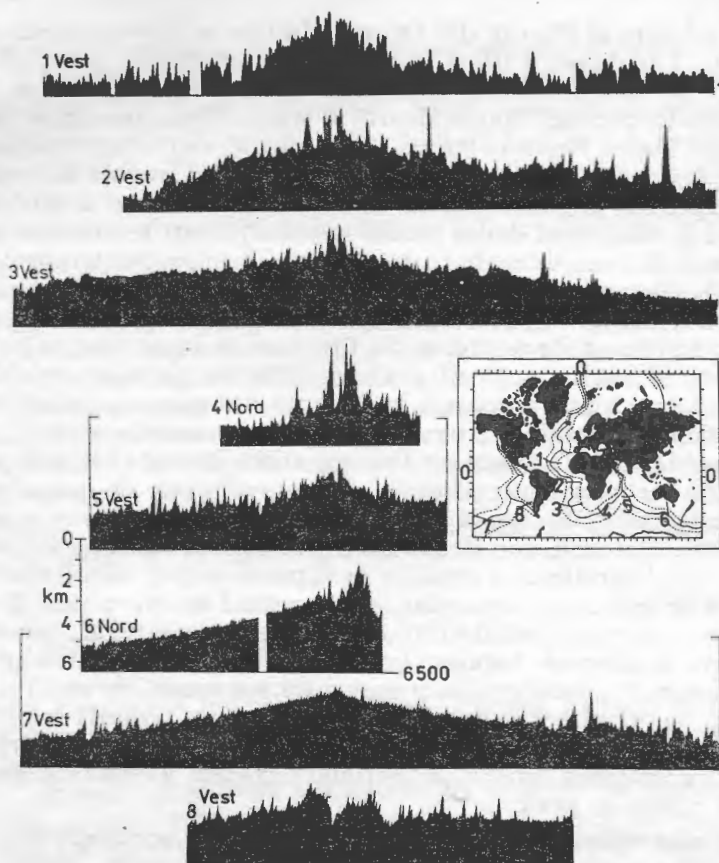


Fig. 1.11 — Secțiuni transversale prin diverse dorsale. În schița de hartă este indicată poziția profilelor. De remarcat prezența la toate dorsalele a riftului, cu excepția dorsalei Pacificului (7). Exagerarea verticală $\times 10$ (După Heezen și Ewing, 1963).

Ewing, 1959), în care era pusă în evidență morfologia de detaliu a marelui lanț de munți submarini denumit de aici înainte *Dorsala Medio-Atlantică*. În afara ridicării generale a dorsalei, de ordinul a 2 000 m înălțime și 2 000—4 000 km lățime, era evidențiată prezența continuă a riftului central precum și o serie de decroșări transversale ce afectează toată dorsala, denumite *zone de fractură*.

Imaginea obținută în Atlantic a fost regăsită apoi și în celelalte oceane, mai ales pe baza extinselor studii efectuate în cadrul Anului geofizic internațional 1957—1958, care a avut ca punct important din program și studiul complex al fundurilor oceanice. Astfel, după ce fusese presupusă existența, pe baza datelor seismice, a unei dorsale în Pacific, între Insula Paștelui și Chile (Ewing, Heezen, 1956) ea a fost efectiv descoperită și măsurată (Fischer, 1958). O prelungire a acestei dorsale a fost evidențiată între Insula Paștelui și Golful Californiei (Menard, 1955 și 1960, Shor, 1959), apoi a fost stabilită legătura între Dorsala Medio-Atlantică și cea din Oceanul Indian (Ewing și Heezen, 1960) precum și legătura dintre dorsala din Oceanul Indian și cea a Pacificului (Ewing și Heezen, 1960). Dorsala At-



Fig. 1.12 — Sistemul de dorsale medio-oceanice, falii transformante și fose (După diverse surse).

lanticului a fost prelungită spre nord în zona Islandei (Dietrich 1959 și Ulrich, 1960) și în Oceanul Arctic (Heezen și Ewing, 1961).

Ridicările de detaliu au precizat topografia dorsalelor evidențiind și diferențe între ele. Astfel, s-a văzut că există de fapt două tipuri de dorsale: tipul atlantic, cu un rift central și o topografie mai agitată, cu blocuri și compartimente când ridicate, când coborâte pe flancuri și cu o înălțime generală mai mare, și tipul pacific mai puțin înalt, cu un relief mai puțin frământat pe flancuri și mai ales fără rift central.

Prin identificarea tuturor dorsalelor s-a verificat ipoteza avansată încă în 1959 de către Heezen, Tharp și Ewing, că ele formează un gigantic sistem structural al globului, de aproape 60 000 km lungime, ce depășește astfel toate lanțurile sistemului alpin iar ca suprafață ocupată, toate continentele luate împreună (fig. 1.12). Era clar că de aici înainte nu se mai putea discuta structura globului fără a se lua în considerare aceste elemente majore.

Descoperirea foselor. Element topografic major al fundurilor oceanice, fosele au fost descoperite concomitent cu dorsalele. Primele indicii despre existența în ocean a unor mari depresiuni au fost furnizate încă pe la începutul secolului de nave angajate în găsirea celor mai bune amplasamente pentru punerea cablurilor submarine de comunicații. Aceste depresiuni au fost detectate în dreptul arcurilor insulare din vestul Pacificului, în fața insulelor indoneziene și în fața insulelor Antile precum și în dreptul coastei de vest a Americii de Sud. Harta batimetrică a lui Murray din 1912 cuprindea deja aproape toate aceste depresiuni, denumite fose, lipsă fiind doar fosa din fața insulelor Sandwich din Atlantic și cea din dreptul coastei de vest a Americii Centrale.

Cercetările moderne, întreprinse începând din 1920 cu ajutorul ecosondajelor, au relevat adâncimile neobișnuit de mari ale unora din aceste fose. Expedițiile *Emden* din 1927, *Snellius* din 1930, *Ranopo* din 1933 au dus la descoperirea unor adâncimi de peste 10 km, iar lucrările de detaliu de după 1945, prea numeroase pentru a fi citate, au precizat topografia lor de detaliu. O mențiune doar pentru cea mai mare adâncime a globului, Groapa Challenger (Mariane), descoperită de nava cu acest nume în 1951 lângă insulele Mariane și care are $11\,034 \pm 50$ m. Ea a fost explorată, prin cercetare directă, de batiscaful „Trieste” în 1960, care a ajuns pe fundul ei.

Zonele de fractură, pe care le-am menționat deja ca elemente caracteristice ale dorsalelor, reprezintă și ele o noutate a topografiei oceanice. Primul lucru constatat la dorsalele de tip atlantic a fost că ele decroșează riftul, deplasându-l când la dreapta, când la stînga. Astfel de deplasări, care sînt de ordinul sutelor de kilometri, se găsesc și pe dorsalele de tip pacific, mai greu de evidențiat în lipsa riftului. În Atlantic, între zecile de fracturi doar una se evidențiază ca dimensiuni: fractura Romanche, ce separă Atlanticul de Nord de cel de Sud, cu o deplasare de 400 km. În Pacific în schimb, din coasta de vest a Americii Centrale și a celei de Nord se desprind cîteva zone de fractură cu totul remarcabile ca dimensiuni. Ele au lungimi de peste 2 000 km, recordul deținându-l fractura Clipperton de 9 800 km lungime. Ele au un relief montan, cu o denivelare de circa 1 500 m pe o lărgime de 100 km și laturile asimetrice, o margine fiind mai ridicată decît cealaltă. Fracturile din Pacific sînt paralele, descriind aproape arcuri de paralele geografice.

Munții de tip guyot sînt alte elemente topografice nou descoperite pe fundul oceanelor. Aceștia sînt munți submarini de formă tronconică ce se ridică, pe mii de metri de pe fundul Pacificului, pînă aproape de suprafață. Vîrfurile lor este rete-

zat, orizontalizat de abraziune, ceea ce arată că au fost cândva la suprafață dar s-au scufundat apoi în întregime. Cel mai impresionant guyot este situat pe marginea fosei Tonga-Kermadec. El are 8 200 m înălțime, ajungând pînă la 370 m sub suprafața apei și este înclinat, ca turnul din Pisa. Munții de tip guyot au fost descoperiți în 1946 de *Henri Hess* care a dat numele generic după primul profesor de geologie de la Universitatea Princeton, *Arnold Guyot*. Geneză lor a suscitat o vie dispută pînă ce ei au devenit un element important în elaborarea noilor teorii ale dinamicii oceanelor.

Operația de ridicare topografică a fundurilor oceanice nu este încă clarificată căci lipsesc încă multe detalii. Totuși, se cunosc trăsăturile generale, ceea ce a permis desenarea primelor hărți topografice exacte. Pe baza studiilor batimetrice ale lui Bruce C. Heezen și a Mariei Tharp de la Laboratorul geologic Lamont, cartograful austriac *Heinrich C. Berann* a realizat patru hărți în perspectivă, adevărate capodopere de migală cartografică și artă de redare, hărți publicate de Societatea națională geografică americană: în 1967 Harta Oceanului Indian, în 1968 a Oceanului Atlantic, în 1969 a Oceanului Pacific iar în 1971 a Oceanului Arctic, reunite apoi în 1972 într-o hartă generală a mapamondului.

Structura fundurilor oceanice. Determinarea topografiei fundurilor oceanice a fost un succes al cercetărilor de seismo-reflecție. Seismo-refracția a dezvăluit aspecte noi în ce privește structura geologică a fundurilor oceanice. Astfel de studii au fost întreprinse începînd din 1950 de navele de cercetare ale institutelor oceanografice americane Woods Hole, Lamont și Scripps, de cele ale Departamentului de geologie și geofizică al Universității Cambridge și ale Institutului de oceanologie al U.R.S.S. Rezultatul comun a fost identificarea a trei strate de grosime și natură diferită, denumite convențional de sus în jos stratul 1, 2 și 3 (fig. 1.13). Stratul 1 are o grosime de cîteva zeci sau sute de metri, putînd lipsi în unele locuri. El este constituit din sedimente mobile în care tasarea crește de sus în jos. Stratul 2 este denumit în general *strat vulcanic* și este constituit din curgeri de lave bazaltice și intruziuni bazice, avînd în total 2—3 km grosime. Stratul 3 denumit și *strat oceanic*, gros de circa 6 km, este considerat a fi format dintr-un amestec de material crustal cu material de manta. Sub el, la adîncimea de 10—12 km sub nivelul suprafeței apei, urmează importanta discontinuitate a lui Mohorovičić sub care se află mantaua, de o densitate net superioară.

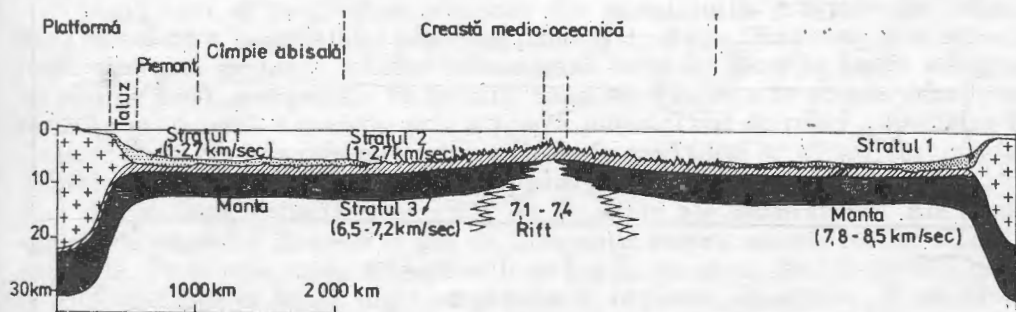


Fig.1.13 — Structura crustei oceanice cu caracteristicile seismice ale celor trei strate și ale mantalei. Prima cifră se referă la viteza undelor P, a doua la viteza undelor S (După diverse surse).

2. Caracteristicile geofizice ale oceanelor.

Odată cu descifrarea topografiei oceanelor, campaniile de cercetări oceanografice au pus în evidență și caracteristicile lor geofizice, mai ales datorită unei aparaturi de măsurare și înregistrare continuă a valorilor. S-a văzut chiar că măsurătorile pe apă sînt mai lesnicioase și mai ușor de interpretat avînd în vedere posibilitatea de parcurgere în perfectă continuitate a traseelor în sensuri dorite (ceea ce pe uscat este dificil din cauza accidentelor de relief) și faptului că stratul de apă nu alterează valorile, cele obținute reflectînd direct, fără corecții, mesaje venite din adîncul globului pînă la interfața solid/lichid.

Dintre caracteristicile geofizice ale oceanelor cele mai importante s-au dovedit a fi seismicitatea, gravitația, fluxul termic și magnetismul.

Seismicitatea oceanelor a fost dedusă din calcularea amplasamentului și adîncimii hipocentrelor diferitelor cutremure înregistrate în stațiile seismice fixe de pe tot globul. Am amintit anterior de studiul lui *J.P. Rothé* din 1953 care a semnalat pentru prima dată acumularea de seisme de mică adîncime pe creasta dorsalelor medio-oceanice, ce erau atunci în curs de conturare. Un an mai tîrziu, *B. Gutenberg* și *C. F. Richter* au publicat un catalog al tuturor cutremurelor înregistrate, cu caracteristicile lor din care reieșea un fapt, cunoscut de altfel mai de mult timp, că cea mai mare seismicitate a globului este legată de fosele perioceanice (fig. 1.14). Ei au precizat și poziția marilor cutremure care survin aici: focarele cutremurelor de mică adîncime (pînă la 70 km) sînt plasate spre marginea oceanică a foselor sau în preajma axei lor; cele de medie adîncime (70—300 km) se găsesc înăuntrul arcului descris de insulele ce mărginesc fosele sau sub lanțurile de munți de pe continentul alăturat; în sfîrșit, cutremurele profunde (300—700 km) vin din focare amplasate mult în interiorul arcurilor insulare, de sub mările marginale

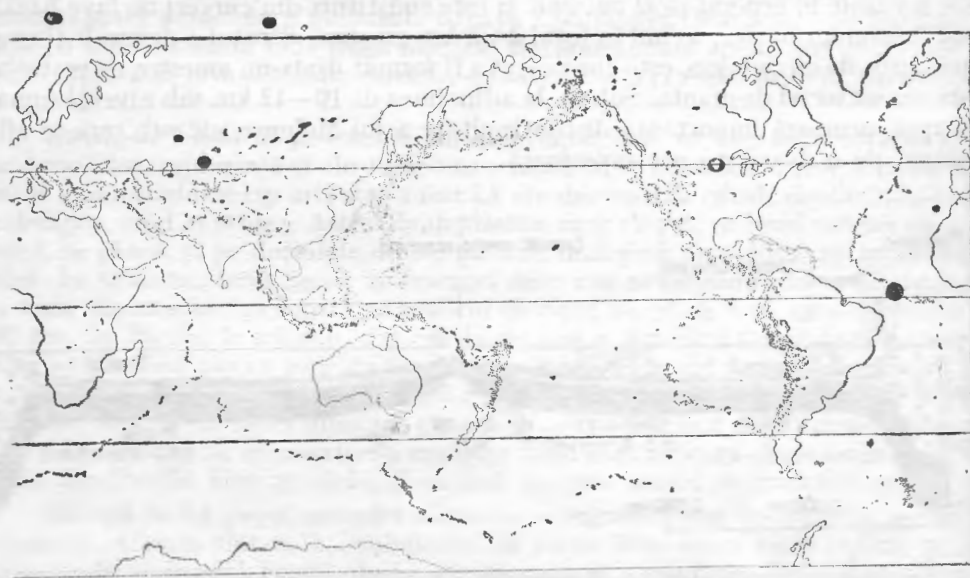


Fig. 1.14 — Zonele seismice ale globului. (După Dorman, 1969).

situate între acestea și continent, iar în cazul foselor pericontinentale, de dincolo de lanțul de munți de pe marginea continentului.

Studiind cutremurele circumpacifice, seismologul american *Hugo Benioff* a ajuns în 1954 la concluzia că o distribuție de acest tip a focarelor corespunde de fapt unor plane de ruptură ce înclină dinspre largul oceanelor spre arcurile insulare, respectiv spre continentul mărginaș al foselor. El a precizat și unghiul lor de înclinare distingând din acest punct de vedere două categorii de plane: plane oceanice (exemplificate de zona Tonga și Kermadec) unde există o singură componentă cu înclinare puternică de la 70 la 700 km și plane marginale (ilustrate de zona Peru—Chile sau Kurile—Kamciatka) unde planul înclină la început mai moderat, pînă la 300 km, apoi mai puternic, pînă la 700 km. Aceste plane de generare a seismelor au fost denumite *plane Benioff* și ele au fost interpretate de descoperitorul lor ca falii inverse cu tendințe de încălecare. Nu este mai puțin adevărat că au existat și păreri că planele de generare a seismelor sînt verticale așa că mișcarea este transcurentă (de decroșare) (Hodgson, 1957), dar cercetările ulterioare au confirmat întru totul ideile lui Benioff, ele jucînd un rol considerabil în dezvoltarea ulterioară a teoriilor tectonicii globale.

Cîmpul gravitațional deasupra oceanelor a format obiectul unor cercetări de detaliu în scopul aflării naturii rocilor situate sub fundul lor. Primele încercări de acest fel au fost întreprinse de pe o navă de suprafață de către americanii *O. Hecker* și apoi de *W. G. Duffield* cu un barometru, dar studii intense și sistematice au fost realizate de geofizicianul olandez *Vening Meinesz* care a utilizat un pendul. El a efectuat măsurători de pe un submarin în intervalul 1923—1941, studiind în special zona arcului insular indonezian. O adevărată revoluție a adus-o înlocuirea pendulului, prea sensibil și care cere o prelucrare laborioasă, cu gravimetrele statice cu arc. În 1955 a fost astfel testat gravimetrul La Coste iar în 1956 gravimetrul Graf, ambele destinate inițial pentru utilizare pe submarine. Din fericire însă în 1958 și respectiv 1957, cele două aparate au fost modificate și pentru nave de suprafață, ceea ce le-a mărit considerabil capacitatea de lucru. Astăzi ele sînt cuplate cu sisteme automate de înregistrare astfel că măsurătorile sînt efectuate fără întrerupere, în paralel cu înregistrările de seismo-reflecție și refracție. Acestea din urmă sînt cu atît mai necesare cu cît pentru interpretarea anomaliilor gravimetrice este necesară cunoașterea densității rocilor din substrat, inaccesibile unei observări directe dar asupra cărora sondajele seismo-acustice furnizează indicații bune.

După cum se știe, datele obținute din măsurătorile gravimetrice reflectă masa cumulată a materialului aflat sub punctul de stație. Este clar că la măsurătorile efectuate pe uscat relieful influențează valorile, locurile înalte adăugînd un plus de masă, comparativ cu locurile coborîte. Pentru a se obține valori comparabile se operează o corecție prin scăderea plusului dat de relieful, raportarea făcîndu-se la un plan de referință arbitrar, care în mod ideal ar trebui să prezinte o valoare egală peste tot. Diferențele, în plus sau în minus, înregistrate pe acest plan de referință, reflectă anomaliile de densitate ale substratului. Ele poartă numele de *anomalii Bouguer* și pot da informații asupra naturii rocilor aflate în adîncime. Pe oceane, unde măsurătorile se fac de pe nave, deci la același nivel, relieful intervine ca formă negativă și valorile obținute, denumite „de aer liber”, îl reflectă pe acesta. Dacă însă diferențele de mase provocate de relieful sînt compensate izostatic nu vor exista anomalii de acest tip. Pentru a se obține informații asupra naturii substratului bazinului oceanic se operează tot o corecție Bouguer,

dar în sens invers decât pe uscat, unde surplusul de relief era „ras” teoretic pînă la suprafața de referință. Aici bazinul oceanic este „umplut” teoretic pînă la oglinda apei cu material de o anumită densitate (2,6 sau 2,7 g/cm³) care elimină diferențele de relief, anomaliile care apar (denumite tot anomalii Bouguer) reflectînd numai variații în ce privește densitatea materialului de sub fundul oceanic.

Dintre rezultatele obținute prin măsurători gravimetrice pe oceane rețin atenția cele referitoare la dorsale și la fose. În cazul dorsalelor anomalia, în aer liber este slabă, ceea ce arată că există o echilibrare izostatică. Anomaliile Bouguer indică un minim pronunțat, corespunzînd unui deficit de masă care a fost pus pe seama unui material de manta mai puțin dens, o manta anomală.

În ce privește fosele, încă Vening Meinesz constatasese că prezintă o foarte puternică anomalie negativă, de fapt cea mai puternică anomalie gravitațională regională cunoscută pe glob. El a interpretat fenomenul ca rezultînd dintr-o comprimare laterală atît de puternică a masei sialice încît ea formează o cută în jos ce împinge masa simică, creînd un deficit de masă. Ar fi vorba de cute-rădăcini care constituie un lanț de munți în devenire.

În anii de după 1950, în urma cercetărilor intense (de exemplu, fosa Peru-Chile cercetată de Ewing, 1957, fosa Puerto Rico de Talwani, 1959, fosa Tonga de Talwani, 1961) au fost confirmate anomaliile negative dar au fost aduse precizări importante, ca de exemplu faptul că maximum anomaliei este plasat puțin spre ocean față de axul topografic al fosei și că fișia cu anomalii negative este încadrată de fișii cu slabe anomalii pozitive. Situația a fost interpretată fie ca rezultatul unei extensii, asimilîndu-se fosele cu grabenele de pe uscat, fie datorită unei falii înclinate care face ca la nivelul Moho să apară o zonă necompensată izostatic.

Fluxul termic deasupra oceanului s-a dovedit a fi un parametru de mare însemnătate. Se știe că suprafața Pămîntului are o temperatură variabilă în funcție de căldura primită de la soare. Începînd de la cîțiva metri în adîncime temperatura se stabilizează și nu mai este dependentă decât de aportul de căldură venit din interior. Măsurători făcute în mine și sonde au arătat că temperatura crește proporțional cu adîncimea, distanța la care temperatura crește cu un grad fiind denumită treaptă geotermică. Pentru continente media este de 33 m la 1°, dar valorile diferă mult de la o zonă la alta. Astfel în Asia este de 27 m, în sudul Africii de 90 m, variațiile fiind o consecință a diferenței de constituție petrografică și deci a conductibilității termice diferite. Produsul dintre gradientul geotermic (inversul treptei geotermice) și conductibilitatea termică definește fluxul de căldură venit din interiorul Pămîntului (*flux termic* sau flux caloric) și el este exprimat în microcalorii pe centimetru pătrat de suprafața orizontală într-o secundă (μ cal/cm²/sec). Unitatea este denumită și *unitate de flux termic* (HFU = Heat Flow Unit).

Cercetările sistematice asupra fluxului termic pe continente au fost inițiate în 1939 de geofizicianul englez *Sir Harold Jeffreys*. Pentru cercetările submarine *Edwar Bullard* a imaginat în 1950 un aparat constînd dintr-o sondă care se înfundă în sedimentele mobile ale fundului oceanic și pe care este fixat un termocuplu (termistor) ce indică diferența de temperatură pe o distanță cunoscută dintre cele două elemente. Rezultatul este transmis pe nava de pe care este lăsată sonda, aceasta furnizînd cu ajutorul unei mici carotiére, și un eșantion din depozitul în care s-a înfundat pentru determinarea conductivității termice.

Cu ajutorul acestui aparat a efectuat Bullard primele determinări în Oceanul Atlantic, iar *Roger Revelle* și *Art Maxwell* în Oceanul Pacific, metoda extinzîndu-se

apoi rapid. Datele acumulate pînă în preajma lui 1960 au reprezentat o imensă surpriză constituind o adevărată revoluție pentru gîndirea geologică.

În general se consideră că principala sursă de căldură din interiorul globului se datorește proceselor de dezintegrare radioactivă. Or, se știe că mineralele radioactive se găsesc mai ales în granite și prea puțin în rocile bazice. Era de așteptat deci ca pe continente, formate din material sialic bogat în granite și roci acide, fluxul termic să fie cu mult mai ridicat decît pe oceane, unde sialul lipsește și materialul simatic este un slab furnizor de căldură în lipsa substanțelor radioactive. Cu toate acestea, de la primele măsurători a ieșit clar în evidență că există o remarcabilă uniformitate și că oceanele furnizează în linii mari tot atîta căldură cît și continentele. Faptului i s-au dat interpretări diferite.

Din moment ce scoarța continentală conține în orice caz mai multe substanțe radioactive decît oceanele, dar cantitatea de căldură furnizată este egală, înseamnă că mantaua de dedesubt ar trebui să compenseze diferența din scoarță, în sensul că sub oceane ea ar trebui să fie mai bogată în substanțe radioactive decît sub continente. Dar viteza de propagare a undelor seismice a arătat că nu există diferențe constituționale notabile în interiorul mantalei, la scară regională. De aceea s-a recurs la o altă explicație, aceea a curenților de convecție.

Curenții de convecție au fost invocați în unele teorii orogenice în sensul că ridicîndu-se prin manta pînă sub continente ei creează forța necesară ridicării munților. Bullard și-a pus întrebarea dacă lucrurile nu stau invers și dacă nu sub continente ci sub oceane se ridică curenții de convecție pentru a aduce căldura suplimentară acestora. O astfel de ipoteză era sprijinită de două fapte remarcabile de observație.

În afara valorii în general mari a fluxului termic din oceane, ridicările sistematice au arătat că există zone cu anomalii termice foarte puternice. Acestea s-au dovedit a fi exact pe dorsalele medio-oceanice, mai exact pe rifturi. Dacă valoarea medie pe continente și în zonele oceanice este de 1,5 HFU, deasupra dorsalelor au fost măsurate valori de 10 HFU în Golful Aden, de 3,4 HFU în Marea Roșie, de 5,4 HFU în Oceanul Indian, de 3,4 HFU în Golful Californiei, de 3,3 HFU în Oceanul Atlantic și de 8 HFU în Oceanul Pacific (fig. 1.15). După cum observa Bullard, astfel de valori ridicate sînt prea mari pentru a fi generate de procesele chimice cunoscute.

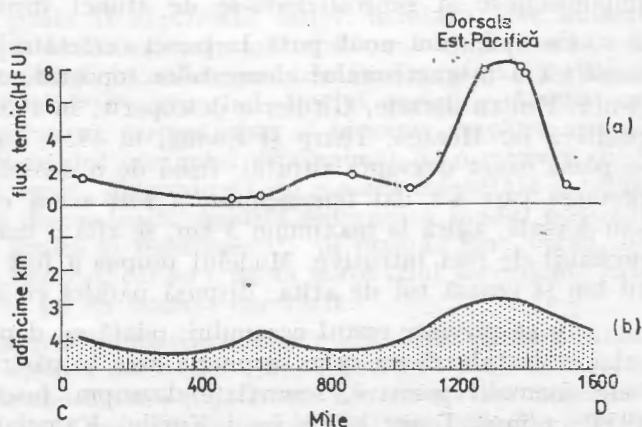


Fig. 1.15 — Anomalia de flux termic deasupra Dorsalei est-pacifice (a) și conturul topografic generalizat al acesteia (b) (După Bullard, 1963).

O altă anomalie de flux termic, descoperită tot în anii '50, a fost cea negativă de deasupra foselor. Așa de exemplu valori scăzute, de 0,17—0,47 HFU, se plasează aproape pe axa fosei Peru-Chile. Deși unii autori au fost tentați să pună această scădere anormală de flux termic pe seama unei sedimentări rapide în fose, care ar masca fluxul real, Bullard a considerat că ea reflectă de fapt procese speciale ce au loc în profunzime. El consideră astfel că anomaliile de flux termic se datoresc curenților de convecție, o ramură ascendentă cu aport termic plasându-se sub dorsale iar ramura descendentă, cu substrație de căldură, sub fose.

Cîmpul magnetic deasupra oceanelor a fost investigat de foarte multă vreme datorită necesităților de navigație. Am amintit anterior că două din principalele lui componente, declinația și înclinarea, au fost descoperite de navigatori încă în secolul al XVI-lea și ele au fost în continuare măsurate de ei. Așa se face că în 1700 *Halley* a putut publica prima hartă cu izolinii de egală declinație (izogone) pentru Oceanul Atlantic, iar doi ani mai târziu pentru tot globul. *Hansteen* a publicat apoi în 1819 prima hartă a componentei orizontale a cîmpului magnetic și a intensității totale.

Odată cu modificarea sistemului de construcție al navelor, de la lemn la fier, nu au mai fost posibile determinări precise magnetice de pe nave. De aceea, începînd din secolul al XX-lea, pentru înregistrarea cîmpului magnetic pe oceane a fost necesară construirea unor nave speciale amagnetice. În această categorie a intrat nava „Galilee” care a întreprins croaziere științifice în perioada 1905—1908, apoi „Carnegie”, care a lucrat în intervalul 1909—1929, iar mai recent nava sovietică „Zarya”, activă începînd din 1956. De pe astfel de nave se poate face o determinare completă a cîmpului magnetic, cu toate componentele sale. Din fericire pentru cercetările de geofizică submarină, este suficientă determinarea unui singur element, intensitatea totală, direcțiile cîmpului magnetic putînd fi urmărite de pe uscat și extrapolate asupra zonelor de apă. Pentru determinarea intensității totale nu este nevoie de nave amagnetice ci ea se poate face cu aparate tracționate de o navă sau de un avion. Astfel de magnetometre se bazează pe rezonanța protonică magnetică și ele permit o măsurare instantanee făcînd posibilă înregistrarea continuă a variațiilor pe diagrame. Primele măsurători de intensitate totală cu ajutorul magnetometrelor tracțate de nave au fost realizate de *E. T. Miller* și *M. Ewing* în 1956, metoda impunîndu-se și generalizîndu-se de atunci încolo.

Cu aparatura nouă pusă la punct cercetătorii au trecut la măsurarea sistematică a magnetismului elementelor topografice oceanice puse recent în evidență. Pentru dorsale, Girdler a descoperit, în 1956, în Marea Roșie o anomalie pozitivă iar Heezen, Tharp și Ewing, în 1959, în Oceanul Atlantic. Anomalia se plasa exact deasupra riftului, fiind de o deosebită intensitate: 3000 γ. Interpretarea care s-a dat fenomenului a fost aceea că la adîncime nu prea mare sub dorsală, adică la maximum 3 km, se află o masă puternic magnetică, legată probabil de roci intrusiv. Modelul propus a fost acela al unei prisme late de 10 km și groasă tot de atîta, dispusă paralel cu axa riftului.

În ce privește restul oceanului, odată cu depărtarea de zona axială a dorsalei se instalează un calm magnetic care se păstrează și deasupra foselor. Slabele anomalii pozitive, semnalate deasupra fosei Aleutinilor (*Keller et al.*, 1954), a fosei Tonga sau a fosei Kurile—Kamciatka (*Galperin et al.*, 1958) a

fost pusă pe seama, fie a sedimentelor depuse în fosă, fie a fundamentului acestora, cu roci intrusive aflate la adâncimi diferite și deci cu influență mai mult sau mai puțin puternică.

IV. TEORIA EXPANSIUNII FUNDURILOR OCEANICE

1. Pionierii unei idei revoluționare.

În anii scurși de la cel de-al doilea război mondial și pînă în 1960 s-au acumulat, după cum am văzut mai sus, numeroase date privind topografia și geodezia fundurilor oceanice. Cele mai multe dintre aceste date erau inedite și își găseau greu o explicație. Era totuși clar că o astfel de explicație trebuia să existe, ba mai mult, era de așteptat ca toate anomaliile descoperite să fie legate între ele și să corespundă unui proces unic, încă necunoscut. Explicația unică a fost găsită sub forma unei ipoteze ce a fost emisă simultan de doi oameni de știință americani, Henri Hess și Robert Dietz.

Henri Hess, profesor la Universitatea Princeton, pionier al geofizicii submarine (lui i se datorează descoperirea munților de tip guyot) a publicat într-un volum omagial editat de Societatea geologică americană un articol intitulat *History of Ocean Basins*. Volumul are data de apariție noiembrie 1962 dar se pare că articolul a circulat încă de la sfîrșitul anului 1960. Robert S. Dietz, geolog la Laboratorul naval de la San Diego, cercetător și el al fundurilor oceanice și participant la mai multe expediții în Pacific, a publicat în numărul din 3 iunie 1961 al importantei reviste engleze *Nature* un articol intitulat *Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor*, articol trimis și el spre publicare la sfîrșitul anului 1960. Am ținut să precizăm datele de apariție a articolelor respective pentru a releva sincronismul lor perfect, și deci imposibilitatea stabilirii unei priorități, fapt important pentru o teorie ce a revoluționat toate științele despre Pămînt. Cum nu numai apariția coincide ci și conținutul articolelor, putem trata global noua teorie, astfel cum a fost enunțată de creatorii ei.

În esență noua teorie poate fi exprimată astfel: mantaua este animată de o mișcare de convecție ce se realizează prin mai multe celule. Pe ramura ascendentă a unei celule materialul incandescent iese la suprafață în rifturile medio-oceanice unde se coasolidează generînd fundul oceanic. Acesta este format dintr-un material peridotitic, serpentinizat și hidratat de către apa eliberată de manta. Față de rift fundul oceanului este animat de o mișcare divergentă, simetrică și cu viteză egală, determinată de ramura orizontală a celulei de convecție, pînă la ramura descendentă. Aceasta antrenează fundul oceanului în fose unde este absorbită, topită și reîncorporată în manta. Este vorba deci în ansamblu de efectul unui transfer de căldură, de la materialul ascendent, cald, din manta, pînă la reîntrarea lui în manta, dar răcit.

În viziunea aceasta dinamică, fundurile oceanice sînt niște covoare rulante ce iau naștere neconținut pe creasta dorsalelor (care reprezintă zone de acreție) și care dispar în fose (zone de consumare) (fig. 1.16). Ele au o viață „efemeră”, de cel mult 400—600 milioane de ani. Faptul explică de ce fundurile oceanice

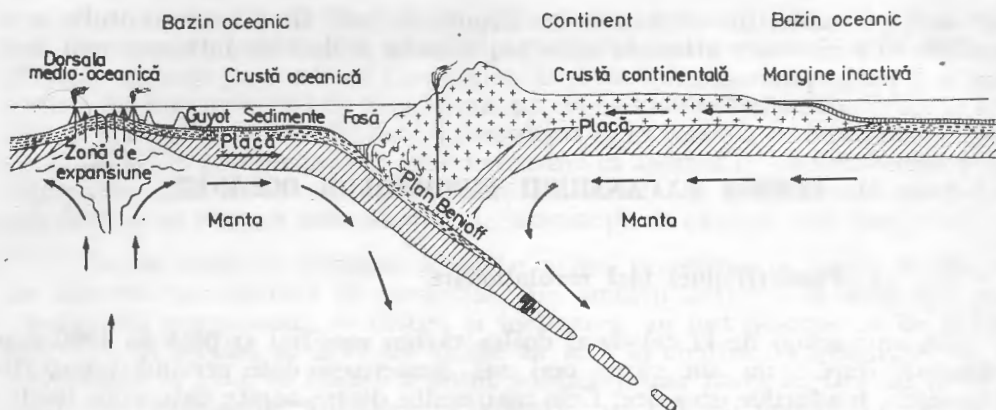


Fig. 1.16 — Dinamica fundurilor oceanice. Litosfera creiată în zonele de expansiune este consumată în cele de compresie.

sînt „curate“, avînd o cantitate mică de sedimente. În plus, s-a constatat că resturile fosile sînt relativ recente, nu depășesc mezozoicul, fapt care a nedumerit dintotdeauna pe cercetători căci lipsesc în oceane stivele de depozite și fosele istoriei vechi geologice.

Mișcarea de deplasare a fundului oceanic este atestată și de munții submarini de tip guyot care reprezintă vechi vulcani, ce au erupt odată în zona rifului, ajungînd pînă deasupra suprafeței apei, dar care, prin alunecare odată cu fundul oceanic, au coborît la nivelul acesteia, cînd au fost retezați de abraziune, pentru a ajunge apoi sub ea. Poziția înclinată, de turn din Pisa, a unora din ei, se datorește locului în care au ajuns, pe marginea foselor, gata de a fi înghițiți de aceste „fălci de concasor“.

Printre alte consecințe a mișcării de deplasare a fundului oceanic este amintită și deriva continentelor, nu în sensul lui Wegener (mișcare diferențială a Sialului față de fundul oceanic care este simatic) ci ca o mișcare pasivă, o plută, purtată de mișcarea laterală a materialului de manta ieșit prin rifturi. O altă consecință este și formarea munților, născuți pe marginea foselor prin îngrădirea materialului sedimentar transportat de fundul oceanic în mișcare și unde iau naștere mari presiuni.

În concluzie, oceanele sînt formațiuni „efemere“, dinamice, în timp ce continentele sînt permanente și pasageri pasivi ai mișcărilor generate de celule de convecție din manta.

Teoria astfel formulată, și care a fost denumită de Dietz *sea-floor spreading* (expansiunea fundului oceanic) a fost argumentată cu noile fapte de cunoaștere din domeniul geofizicii submarine. Astfel, seismicitatea oceanelor evidențiază cele două zone active tectonice, dorsalele și fosele. Anomalia gravitațională de deasupra dorsalelor corespunde materialului de manta topit, mai puțin dens. Fluxul termic ridicat de deasupra rifturilor se datorește tot materialului de manta în stare incandescentă. În sfîrșit, anomalia magnetică pozitivă este o consecință a intruziunii materialului bazic de manta cu conținut ridicat în fier (fig. 1.17). La aceste dovezi geofizice Dietz adaugă un argument dinamic: zonele de fractură sînt mărturiile mișcării diferențiale a fundului oceanic, liniile de sudură a unor porțiuni care au alunecat în același sens dar cu viteze diferite.

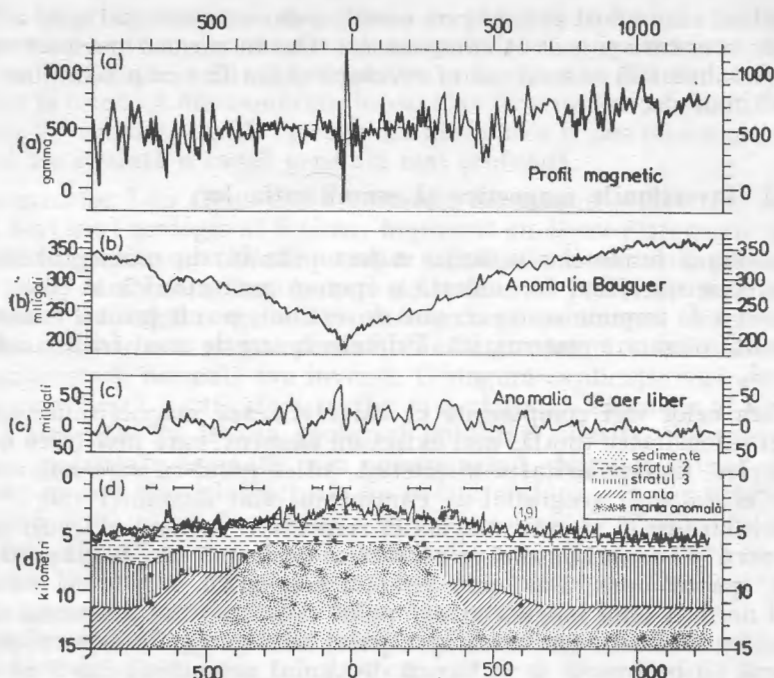


Fig. 1.17 — Caracteristicile geofizice ale dorsalei medio-atlantice. (a) Anomalia magnetică generală; (b) Anomalia Bouguer; (c) Anomalia de aer liber; (d) Profilul topografic și structura presupusă pe baza datelor de seismo-refracție, cu indicarea vitezelor undelor P (După Talwani et al, 1965).

Teoria expansiunii fundurilor oceanice a lui Hess și Dietz a reprezentat un act de curaj căci arunca o lumină nouă asupra dinamicii scoarței terestre, răsturnând multe tradiții, cum ar fi permanența oceanelor, sau rolul mișcărilor verticale în orogeneză. În schimb era deplasat centrul de greutate al devenirii tectonice de pe continente în oceane și, mai ales, era repusă în discuție, cu noi argumente, fobia geologilor „serioși” din ultimele decenii, deriva continentelor. Reacția a fost ca atare violentă, cu atacuri de multe ori dure la nivelul aspectelor formale. Astfel A.A. Meyerhoff de la Asociația americană a geologilor petroliști a arătat că ideile nu sînt noi și că Holmes este cel care emisese o teorie identică în 1931, lucru doar parțial adevărat căci mecanismul imaginat de Holmes nu are nimic comun cu crearea de crustă oceanică nouă în rifturi și dispariția ei în fose. Comună este doar ideea curenților de convecție ca factori activi ai deriverii continentelor, considerate pasageri pasivi ai mișcării substratului de manta. Dar, dacă este vorba de a căuta predecesori, ei pot fi găsiți mai departe în istoria științei. Astfel Osmond Fisher, profesor la un colegiu de la Cambridge, într-o carte apărută în mai multe ediții între 1881-1891 cu titlul *Physics on the Earth's Crust*, vorbește despre celule de lichid care circulă sub crusta rigidă făcînd ca sub oceane să țîșnească materii topite ce se consolidează și alunecînd lateral dispar sub continente. De fapt Fisher este mult mai aproape de teoria expansiunii decît Holmes, dar problema nu se pune astfel. În demararea unei idei noi este mai

puțin important cine a fost primul care a emis-o dar este esențial cine a imprimat o direcție de cercetare și a avut continuatori. Or, în această perspectivă Hess și Dietz sînt fără îndoială autorii marelui revoluții științifice ce a schimbat fața geologiei în ultimul deceniu.

2. Inversiunile magnetice și semnificația lor.

Expansiunea fundurilor oceanice a fost primită, în momentul lansării ei, cu destul scepticism, fiind considerată o ipoteză geotectonică în plus, ca atîtea altele. Pentru a se impune erau necesare dovezi noi, pe cît posibil cuantificabile, care să permită o tratare matematică. Primele dovezi de acest fel le-a adus paleomagnetismul.

În afara celor trei componente ce caracterizează magnetismul, declinația, înclinația și intensitatea totală, mai există un element, care însă trece neobservat fiind subînțeles. Este polaritatea magnetică, adică polul cu care este atras un ac magnetic. Cei doi poli geografici ai Pămîntului sînt denumiți „nord” și „sud” și prin echivalare cu ei și polii magnetici respectivi. În mod obișnuit numim de aceea „pol nord” al acului busolei pe cel care se îndreaptă spre polul nord geografic și „pol sud” pe cel opus. Dar, cum atracția magnetică se face cu polii inverși, adică polul nord al unui magnet atrage polul sud al altuia, înseamnă că de fapt polul acului busolei care este atras spre polul nord geografic este cel sudic. Din această cauză s-a propus să se vorbească de „polul magnetic boreal” și de „polul magnetic austral”, pentru a lăsa numele de nord și sud pentru cele două capete ale acului busolei. Propunerea nu s-a încetățenit și în continuare se vorbește despre vîrfurile nordice ale acului busolei care este atras de polul magnetic nordic, fără aprehensiuni semantice, dar cu înțelegerea tacită a fenomenului și cu convingerea că totdeauna lucrurile au stat astfel.

Dar, încă înainte să se descopere virtuțile geologice ale magnetismului remanent, cînd acesta de-abia începea să fie descifrat, un cercetător francez, *Bernard Brunhes*, a găsit într-o lavă din Masivul Central Francez o porțiune care părea a avea un magnetism remanent inversat, adică cu polii schimbați, cel sudic fixat în direcția polului nord și cel nordic spre sud; și aceasta spre deosebire de rocile de deasupra sau de dedesubt. În 1929, un cercetător japonez, *Motonori Matuyama*, a redescoperit fenomenul pentru lave din Japonia datînd de 700 000 ani, apoi astfel de informații au apărut din Spitzbergen, Groenlanda, insulele Faroe și din alte părți ale lumii, pentru roci de vîrste diferite. În 1949, un cercetător de la Institutul Carnegie, *John Graham*, și-a pus problema dacă fenomenul nu este un accident datorită structurii interne a materiei, fapt care a fost dovedit ca posibil, teoretic, de fizicianul francez *Louis Neel* în 1952. El apare în cazul unui amestec a două substanțe feromagnetice cu puncte Curie diferite. Practic demonstrația a fost făcută în același an de *T. Nagata*, de la Universitatea din Tokyo, care încălzind un dacit pînă peste punctul Curie și apoi răcindu-l a obținut un magnetism invers. Roca s-a dovedit a conține un titanomagnetit cu punctul Curie la 500° și un ilmenit-hematit cu punctul Curie la 250°. Procesul de inversare a fost denumit *magnetizare termoremanentă inversă* și el a fost provocat de *E.W. Gorter*, din Olanda, în 1963 și pe substanțe sintetice.

Deși în aparență problema magnetismului invers al unor roci părea rezolvată, în anii 1953 și 1954 au fost efectuate cercetări intense pentru verificarea

ipotezei. Din 65 probe analizate doar câteva au putut fi atribuite unei autoinversuni, ca derivind dintr-un amestec de substanțe, celelalte au sfidat orice explicație. În același timp exemplele de roci magnetizate invers s-au tot acumulat constatăndu-se pînă la urmă că din cambrian încoace rocile eruptive magnetizate normal și invers sînt în cantitate egală. Aceasta nu mai putea fi pus pe seama unor accidente ci trebuia căutată o cauză generală mai profundă.

Pasul următor l-au făcut trei cercetători americani, *Allan Cox* și *Richard Doell* de la Serviciul geologic al S.U.A., împreună cu *Brent Dalrymple* de la Universitatea Berkley. Ei au analizat un mare număr de eșantioane, provenind din diverse părți ale lumii, din două puncte de vedere, al polarității magnetice și al vîrstei absolute, utilizînd o metodă de datare cu potasiu/argon. În mod surprinzător, rocile analizate s-au grupat perfect, cele de o anumită vîrstă arătînd aceeași polaritate magnetică, normală sau inversă. O singură explicație mai era posibilă, polaritatea nu reflectă o calitate a rocilor ci a cîmpului magnetic al Pămîntului, cîmp care a prezentat în istoria geologică polarități diferite. S-a convenit să se denumească „polaritate normală” cea corespunzînd cîmpului actual și „polaritate inversă” opusul cîmpului actual. Cu aceste noțiuni, cei trei geofizicieni au purces în 1963 la stabilirea unei scări a istoriei geologice a Pămîntului în funcție de polaritatea indicată de roci. Astfel, polaritatea actuală, normală, a fost regăsită pentru ultimii 700 000 ani, răstimp care a fost denumit „epoca Brunhes” în cinstea primului descoperitor al inversiunii magnetice. În urmă, pînă acum 1,8 milioane ani, se întinde un răstimp cu rocile prezentînd inversiuni și care a fost definit ca „epoca Matuyama”, în cinstea celui alt cercetător al fenomenului, precedată de altă epocă normală, „epoca Gauss”. Apoi lucrurile s-au complicat cînd au fost descoperite în defileul Olduvai din Tanzania lave de acum 1,9 milioane ani care indicau o polaritate normală, deși se încadrau în plină epocă de inversiune. Fenomenul fiind regăsit și în roci sincrone din insulele Pribilof din Marea Bering s-a văzut că alternanțele de răsturnare a polarității sînt mai dese, creîndu-se pentru scurtele incursiuni din cadrul epocilor termenul de „events” (evenimente). S-a convenit ca acestea să primească numele locului în care au fost puse prima dată în evidență.

În anii 1963—1967 un mare număr de cercetători au trecut la măsurători simultane de polaritate magnetică și vîrstă absolută reușindu-se să se elaboreze o primă scară cronologică a inversiunilor magnetice. În 1967 scara se întindea pe un răstimp de 4 milioane ani și cuprindea circa 16 răsturnări de polaritate (fig. 1.18 a), deduse la început exclusiv pe roci vulcanice. Astăzi ea a fost extinsă la 160 milioane de ani (fig. 1.18 b).

Înainte de a încheia cu această prezentare generală a problemei inversiunilor magnetice să mai amintim câteva fapte. K. Momose a pus în evidență pe o stivă de curgeri bazaltice din Japonia o trecere treptată de la polaritatea normală la cea inversă, dovedind în acest fel că răsturnarea nu este un fenomen instantaneu și nici măcar brusc, decît privit în perspectiva timpului geologic (fig. 1.19). Măsurători de intensitate totală a cîmpului magnetic efectuate între 1835 și 1965 au arătat că ea descrește cu o rată constantă și că, extrapolînd datele, vom ajunge peste 2 000 ani la un magnetism zero, după care s-ar putea să urmeze o inversiune.

Ce reprezintă pentru viața de pe glob o inversiune? *J. Hahs* de la Lamont a pus în paralel scara inversiunilor cu distribuția în timp a radiolarilor constatînd că momentele de răsturnare a polarității coincid cu extincția unor grupe și cu

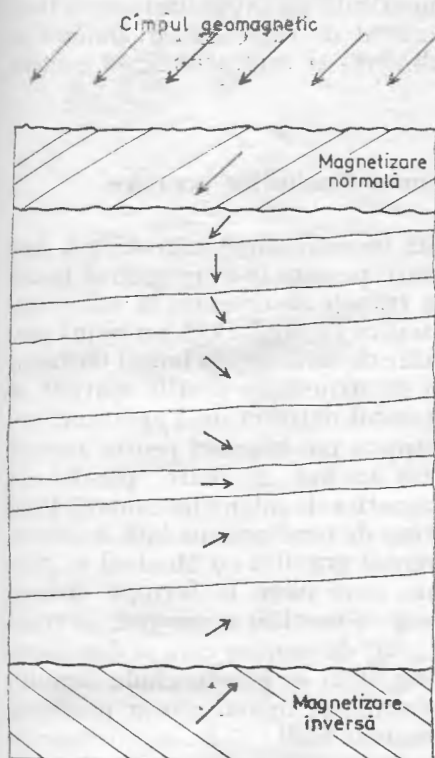


Fig. 1.19 — Trecerea treptată de la o magnetizare normală la una inversă într-o stivă de bazalte (După Momose, 1962).

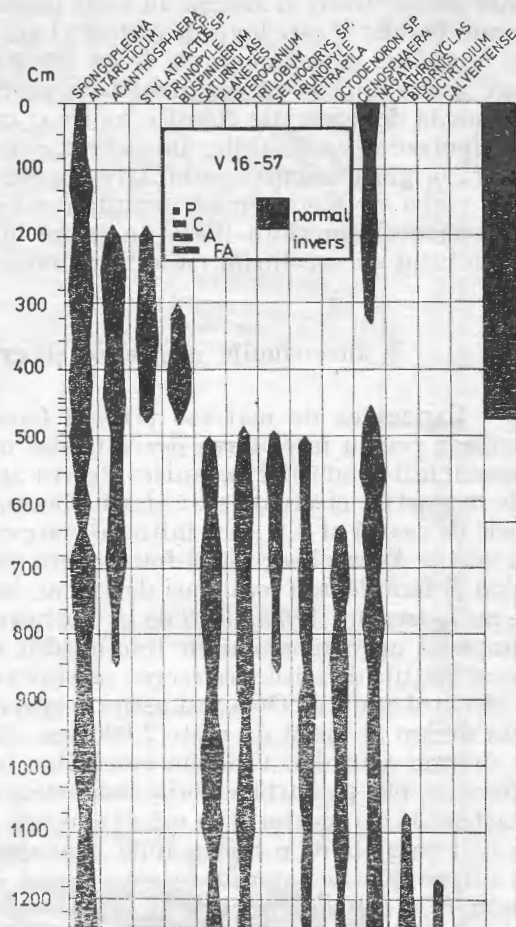


Fig. 1.20 — Abundența unor specii de radiolari în carote extrase din fundul oceanului în zona antarctică. În coloana din dreapta sînt indicate epocile de polaritate magnetică (în negru, normală). Se remarcă dispariția unor forme și apariția altora odată cu schimbarea polarității. P, prezentă; C, comună; A, abundentă; FA, foarte abundentă (După Opdyke et al., 1966).

apariția altora (fig. 1.20). Ca o primă explicație Robert J. Uffen dă la Universitatea din Ontario a presupus că în momentul inversiunii dispare magnetosfera lăsînd suprafața Pămîntului pradă bombardamentului de raze cosmice, acestea ducînd la dispariția formelor de viață mai sensibile și mutații în forme noi. S-a văzut însă că de fapt atmosfera este suficientă ca ecran împotriva razelor cosmice și că magnetosfera nu are nici un rol. S-a invocat și un vulcanism mai accentuat în momentele de răsturnare magnetică care ar duce la o acoperire a aerului cu cenușă și ca urmare la schimbări climatice, responsabile de extincțiunile biologice. Cu aceasta ajungem însă la o întrebare și mai importantă, ce determină inversi-

unile însăși? *Glass* și *Heezen* au emis părerea că inversiunile survin în momentul în care Pământul este lovit de meteoriți sau comete, aducând în sprijinul afirmației lor faptul că în sedimente de acum 700 000 ani, depuse deci exact în momentul unei inversiuni, se găsesc numeroase tektite, acele roci straniu considerate a fi fragmente de materiale cosmice topite și consolidate sub formă de sticlă. Acestea sînt ipoteze neverificabile. Important este faptul că singura teorie admisă astăzi asupra originii magnetismului terestru este compatibilă cu inversiuni magnetice. Este vorba de teoria emisă simultan și independent de către *Edwar Bullard* și de profesorul american *Walter Elsasser* în anul 1948, și care asimilează centrul Pământului cu un dinam cu autoexcitare.

3. Inversiunile magnetice și expansiunea fundurilor oceanice.

Expunerea de mai sus privind fenomenul inversiunilor magnetice a fost necesară pentru înțelegerea dezvoltărilor ulterioare pe care le-a înregistrat teoria expansiunii fundurilor oceanice. Pentru aceasta trebuie să revenim la măsurătorile magnetice efectuate mai ales în Oceanul Pacific. În anul 1955 Serviciul geodezic de coastă al S.U.A. a inițiat o mare campanie de cercetări în largul țărmului de vest a Americii de Nord într-o rețea extrem de strînsă, cu profile spațiate la 8 km și fără devieri mai mari de 150 m, lucru posibil datorită unei aparaturi noi de radio-locatie. *Arthur Raff* de la Institutul Scripps a pus la punct pentru această campanie un magnetometru tracționabil cu care au fost efectuate, paralel cu investigațiile de seismo-refracție, și ridicări magnetice de intensitate totală. Pînă la sfîrșitul anului 1956 a fost astfel acoperită o fișie de fund oceanic lată de cîteva sute de km și lungă de peste 2 000 km, din dreptul graniței cu Mexicul și pînă în dreptul Canadei. Cînd un cercetător britanic, care lucra la Scripps, *Ronald Mason*, a pus pe hartă valorile magnetice obținute a rezultat o imagine cu totul neașteptată, cu „dealuri” de valori maxime și cu „văi” de minime care se dispuneau în fișii paralele de o remarcabilă regularitate (fig. 1.21 a, b). În ciuda faptului că diferențele de intensitate erau destul de scăzute, de numai cîteva procente, anomaliile erau foarte clare și, după cum a remarcat *Raff*, „Nici o cercetare pe uscat nu a pus vreodată în evidență o liniație de o astfel de uniformitate și extindere. O singură privire este suficientă pentru a vedea că este vorba de ceva cu totul nou în geofizică”.

O ciudățenie a fișiilor de anomalii magnetice era și aceea că ele erau retezate brusc de cîte o fractură, acele elemente topografice de mare lungime care fuseseră puse în evidență în această zonă. *Victor Vaquier* de la Scripps a sugerat că liniațiile magnetice ar putea să nu se termine pe fracturi ci să fie numai deplasate. Ipoteza, pur teoretică, a avut darul să pună în mișcare Serviciul geodezic de coastă al S.U.A. care a organizat imediat o nouă expediție trimițînd o navă pentru a efectua ridicări mai la vest. Acestea au confirmat-o, dovedindu-se că fractura Mendocino decroșează liniațiile magnetice cu nu mai puțin de 1 100 km. Cum a remarcat un cercetător, pe uscat o astfel de fractură ar tăia un continent în două.

Pentru explicarea „dungării” fundului oceanelor, *Raff* a emis în 1961 mai multe ipoteze: (1) ele indică curgeri de lave bazaltice incluse în sedimente; (2) ele sînt efectul unei structuri de horsturi și grabene incluse în stratul 2 de pe fundul oceanelor; (3) ele sînt efectul unor intruziuni de dyke-uri paralele. Dar nici una din ipoteze nu era satisfăcătoare, cu atît mai mult cu cît *Raff* a mai făcut și obser-

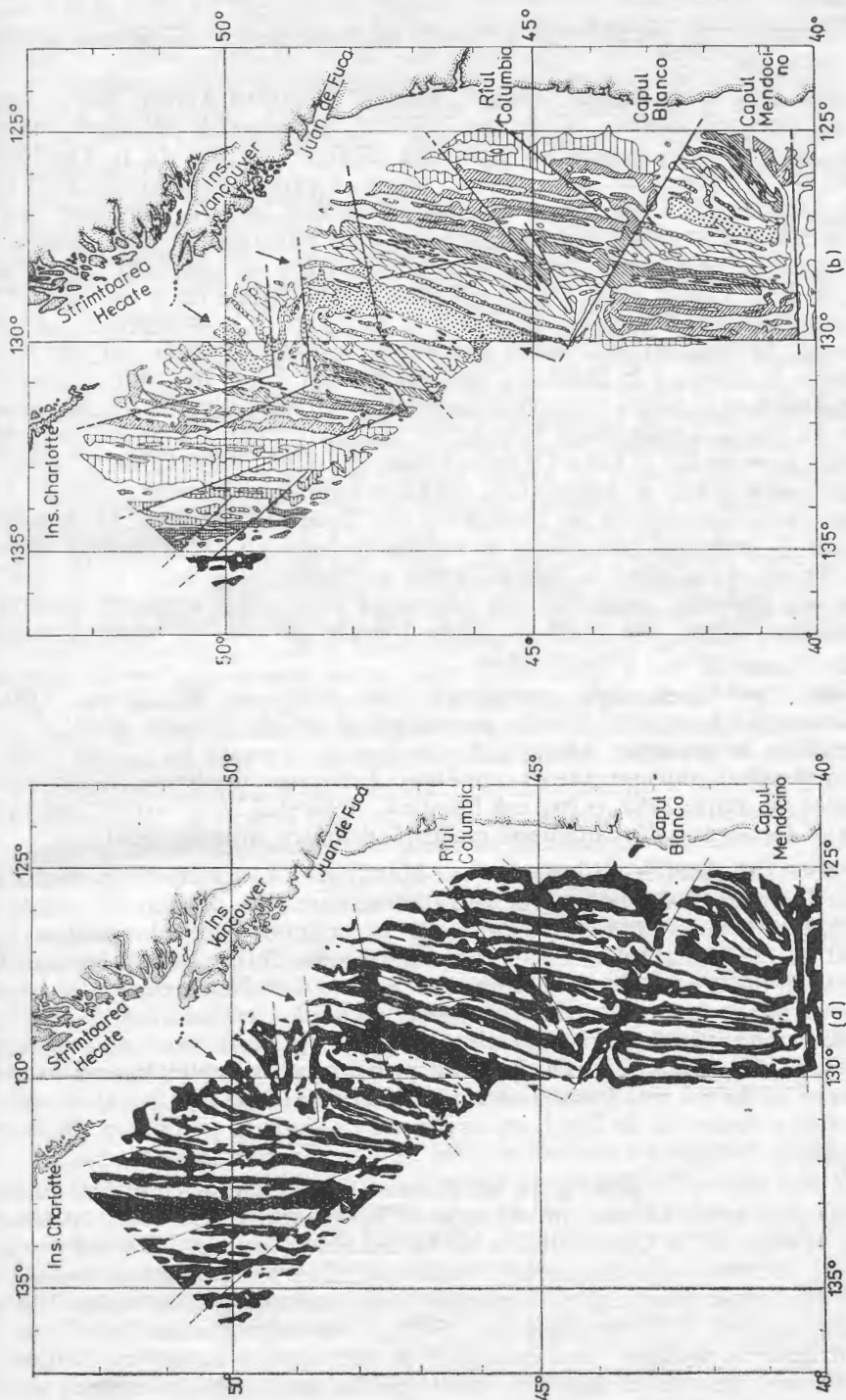


Fig. 1.21 — Harta anomaliilor magnetice în Pacificul de Est în fața coastelor Americii de Nord. (a) în negru anomalii pozitive, în alb, anomalii negative (După Raff și Mason, 1961); (b) Aceeași imagine cu corelarea anomaliilor după vîrstă (După Vine, 1966).

vația că linițiile sînt paralele cu dorsalele medio-oceanice, ca și cum ar exista o relație între ele.

În anul 1962 nava engleză „Owen“, lucrînd în cadrul Anului geofizic internațional în Oceanul Indian, a efectuat ridicări sistematice deasupra Dorsalei Carlsberg, înregistrările magnetice revenind unui cercetător de la Cambridge, *Drummond H. Matthews*. Acesta, reîntors acasă, a predat diagramele unui tînr absolvent, *Frederick J. Vine*, care a început descifrarea lor. Un prim fapt care l-a frapat pe acesta a fost magnetizarea inversă a unui vulcan submarin, acum stins. Apoi în lungul dorsalei oceanice au reapărut linițiile de anomalii, exact ca în Pacificul de Est. Vine a avut atunci intuiția să se întrebe dacă ele nu sînt tot efectul magnetismului remanent, în sensul că în fișiile cu o intensitate mai mare se cumulează, la magnetismul indus de cîmpul actual, cel remanent, de polaritate normală, în timp ce în fișiile cu intensitate mai mică, din cîmpul actual se sustrage valoarea unei magnetizări remanente de polaritate inversă. Legînd această explicație de teoria expansiunii fundurilor oceanice Vine a ajuns la concluzia că pe măsură ce se forma în rifturi o nouă crustă oceanică, prin răcirea și coborîrea sub punctul Curie lăvele se magnetizau conform cîmpului din acel moment, înregistrînd pe rînd alternanțele de polaritate ale dipolului terestru. O dovadă în acest sens ar fi perfectul paralelism al fișiilor de intensitate magnetică diferită atît între ele cît și cu riftul în lungul căruia se dispun de o parte și de alta. Și consecințe ale ipotezei: jumătate din suprafața fundurilor oceanice trebuie să fie magnetizate invers, iar toate oceanele trebuie să prezinte aceeași imagine magnetică, cu „dungări“ caracteristice.

Ipoteza, publicată sub semnătura lui Vine și Matthews, apărută în septembrie 1963 în revista *Nature*, reprezintă al doilea moment nodal al revoluției științifice în geologie. Interesant este faptul că exact în același timp, și absolut independent, doi cercetători canadieni, *Lawrance Morley* și *A. Larochelle*, au comunicat, în iunie 1963, o ipoteză identică. Articolul lor a apărut însă un an mai tîrziu și într-o revistă canadiană cu mică difuzare internațională.

În momentul apariției ei ipoteza Vine-Matthews a fost primită cu scepticism deoarece ea făcea uz de cel puțin trei alte ipoteze care erau departe de a fi acceptate: (1) expansiunea fundului oceanic, (2) inversiunea cîmpului magnetic al Pămîntului și (3) contribuția magnetismului remanent la crearea anomaliilor suboceanice. În plus, erau alte trei fapte care nu erau satisfăcute de ea: (a) ipoteza nu explica variațiile în amplitudine și lungime de undă a anomaliilor de cele două părți ale dorsalelor; (b) în ridicările din alte părți ale lumii doar anomalia centrală, axată pe rift, era corelabilă de la un profil la altul, celelalte nefiind puse în evidență și (c) în cel mai frumos exemplu de anomalii pe fiși paralele, cel din partea de vest a Americii de Nord, nu există nici o dorsală și nici un rift la care să fie atașate.

Toate trei obiecțiile și-au găsit un răspuns strălucit grație intrării în scenă a unuia din cei ce aveau să joace un rol esențial în elaborarea noii teorii, profesorul *John Tuzo Wilson* de la Universitatea de la Toronto (Canada). Bazîndu-se pe o carte apărută în 1964 asupra geologiei Pacificului (*Marine geology of the Pacific*), de Menard, el a reluat împreună cu Vine chestiunea anomaliilor din vestul Americii de Nord, descoperind că de fapt aici este prezent un fragment de dorsală cu rift. Este o continuare a dorsalei Pacificului de Est care dispăre în Golful Californiei, pentru a reapare, pe o mică distanță, mult mai la nord, cam în dreptul gurilor rîului Columbia. Această dorsală, denumită *Juan de Fuca*, este ea însăși decroșată

de două ori, ceea ce explică decalajele anomaliilor magnetice. Aceste decalaje îl vor duce de altfel pe Wilson la elaborarea unuia din conceptele cele mai importante ale tectonicii globale, după cum vom vedea mai departe.

Al doilea element, în aparență neconcordanț cu ipoteza Vine-Matthews, neregularitatea anomaliilor, a fost explicată prin prezența unor vulcani cu erupții ulterioare creării fundului oceanic, deci eventual cu altă magnetizare decât cea a subasamentului prin care trec. Lavele noi suprapuse perturbă imaginea originală și o diluează pe flancurile dorsalei.

Diferența în lărgimile fișiilor anormale a dat naștere însă la interpretarea cea mai îndrăzneță. S-a constatat astfel că fișia cea mai lată este cea centrală și corespunde riftului, deci timpului actual de punere în loc a bazaltelor și care a preluat magnetismul normal de acum. Deoarece expansiunea a fost simetrică, fișiile care se dispun de o parte și de alta trebuie să fie și ele perfect simetrice, lucru verificat pentru Dorsala Juan de Fuca. În ce privește lățimea variabilă, cei doi autori au admis că ele reflectă timpul cât Pământul a stat sub imperiul unei polarități magnetice, o fișie îngustă reprezentând un timp scurt, iar una lată un timp mai lung. În această idee Vine și Wilson au calculat teoretic, ca simulare, cum ar arăta anomaliile pentru diferite viteze de expansiune. Dintre diversele posibilități au constatat că profilul observat corespunde cel mai bine unei viteze de 3 cm pe an pentru un flanc al dorsalei, deci o viteză totală de depărtare a marginilor riftului de 6 cm pe an (fig. 1.22). Această interpretare a reprezentat o scînteie de geniu căci a oferit cel mai extraordinar instrument de calculare a dinamicii Terrei. Și nu a mai fost decât un pas de făcut, de comparat scala astfel obținută pe fundul oceanelor, cu cea a inversiunilor magnetice elaborată de Cox și colaboratorii săi pe baza lavelor de pe uscat. Rezultatul a fost excelent, căci lățimile fișiilor erau perfect proporționale cu timpul scurs pentru diversele „evenimente” magnetice. În felul acesta se corela o scală de timp cu una de spațiu, ceea ce însemna confirmarea unei viteze. Expansiunea fundurilor oceanice era demonstrată !

Rezultatele obținute pe Dorsala Juan de Fuca nu a convins însă nici ea pe toți cercetătorii. În primul rînd s-a văzut că nu toate anomaliile își găsesc o corespondență în scara lui Cox. Așa de pildă un element perturbator era plasat cam la 30 km de axa centrală, corespunzînd cam acum un milion de ani unui eveniment de anomalie pozitivă (deci cîmp normal) în mijlocul epocii inverse Matuyama. Dar în 1966 A. Cox a introdus în scara lui o răsturnare polară de scurtă durată, „evenimentul Jaramillo”, descoperit pe uscat, și care confirma pe deplin scara oceanică. Momentul hotărîtor l-a constituit însă ridicarea aeromagnetice de mare detaliu a Dorsalei Reykjanes din Oceanul Atlantic de la sud de Islanda. Realizate în 1963, hărțile de anomalii au fost publicate de-abia în 1965 cînd au fost interpretate de echipa de la Lamont în frunte cu *James Heirtzler* care a găsit o suprapunere perfectă cu scara inversiunilor magnetice a lui Cox precum și simetria cerută de teorie.

Anul 1966 poate fi considerat data de naștere a geologiei moderne. În luna aprilie, la adunarea anuală a Uniunii americane de geofizică, ținută la Washington, cîteva comunicări bine documentate au avut darul să convingă și pe cei mai increduli în realitatea expansiunii fundurilor oceanice. În primul rînd *Jim Heirtzler* și *Walter Pitman* de la Lamont au prezentat rezultatele obținute de croaziera navei americane „Eltanin” care a ridicat profile magnetice pe dorsala pacifică situată între Australia și America de Sud. Faptul că dorsala are o orientare est-vest introduce o oarecare asimetrie în imaginea celor două flancuri ale ei dar, ținîndu-se seama de aceasta, ipoteza că anomaliile magnetice reflectă procesul de expansiune

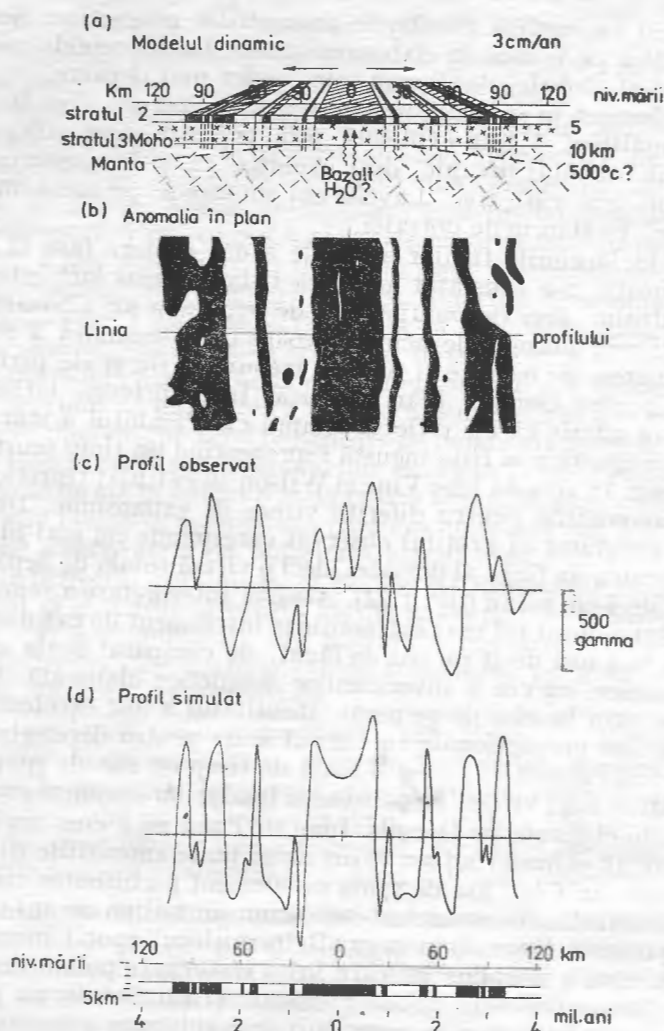


Fig. 1.22 — Interpretarea anomaliilor magnetice oceanice prin expansiunea fundurilor oceanice. (a) Modelul dinamic al unei dorsale în care se pun în loc bazalte ce alunecă apoi lateral, simetric; (b) Harta anomaliilor de pe fundul oceanic; (c) Diagrama intensității măsurate; (d) Scara inversiunilor magnetice, cu timpul zero fixată pe riftul dorsalei. Se remarcă perfectă concordanță dintre lățimea fișiiilor de anomalii și scara de timp, de unde rezultă că este vorba de o mișcare (După Vine, 1966).

a fost deplin verificată. În al doilea rând, de pe Dorsala pacifico-antarctică *Neil Opdyke*, tot de la Lamont, a venit cu un studiu inedit și cu totul surprinzător ca rezultate. Cercetînd din punct de vedere magnetic carotele obținute din sondaje efectuate în stratele sedimentare de pe fundul oceanului, deci din stratul oceanic 1, el a constatat că și acestea prezintă, ca urmare a magnetismului remanent detritic, o polaritate normală sau inversă. În-lungul unei carote el a putut separa astfel stratele care prezintă inversiuni magnetice de cele magnetizate normal (fig. 1.23).

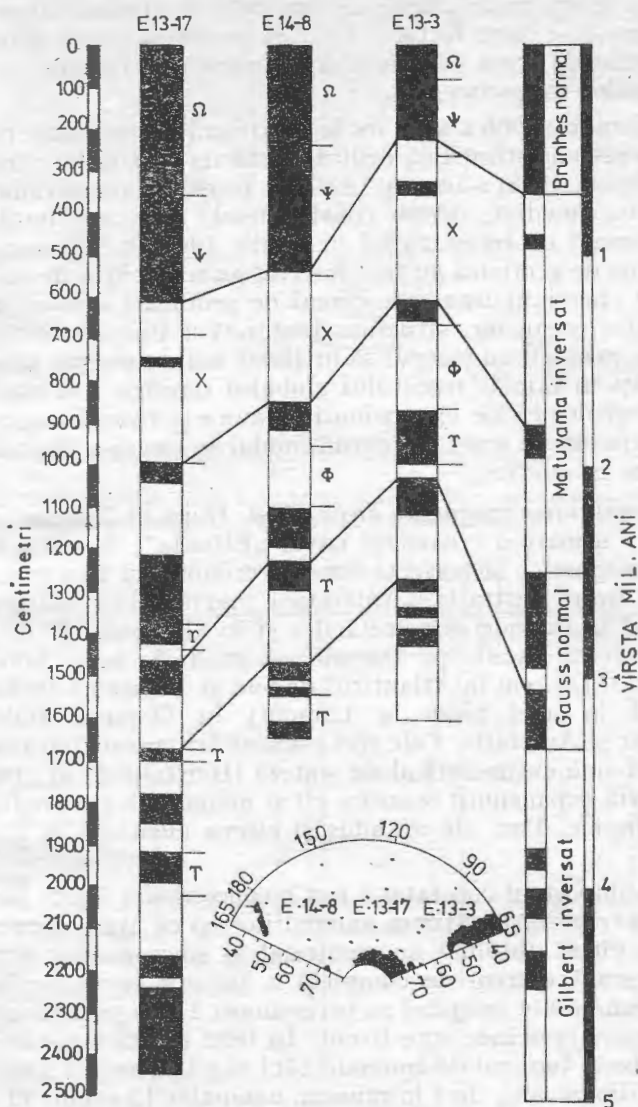


Fig. 1.23 — Corelarea unor carote extrase din fundul oceanului din jurul Antarcticii pe baza anomaliilor magnetice. Intervalele de câmp normal (în negru) și de câmp inversat (în alb). Literele grecești indică asociațiile caracteristice de radiolari. În medalion locul de prelevare al carotelor (După Opdyke et al., 1966).

Cum grosimea unui strat este dependentă de timpul scurs pentru depunerea lui, raportul de grosime dintre tipurile de anomalie trebuie să reflecte raportul de timp dintre evenimentele magnetice. În felul acesta Opdyke a descoperit o nouă corelare importantă. După ce se descoperise că există o corelație între factorul timp

și lățimea fâșiilor de anomalii magnetice (corelație pe orizontală) se constata acum că există și o corelație între factorul timp și grosimea unor anomalii magnetice (corelație pe verticală), ceea ce venea să întărească încrederea în corectitudinea ipotezei inversiunilor magnetice.

Cînd în noiembrie 1966 a avut loc la Institutul de cercetări spațiale Goddard din New York o sesiune științifică dedicată istoriei crustei terestre, toate cele 18 comunicări (Phinney, 1968) s-au axat exclusiv pe expansiunea fundurilor oceanice și pe corolarul lor imediat, deriva continentelor, care, era implicit acceptată. Dar acesta era numai un început căci în aprilie 1967, la sesiunea din acel an a Uniunii americane de geofizică au fost înscrise nu mai puțin de 70 de comunicări avînd ca subiect chestiuni legate de cercul de probleme deschis de noile teorii, în special geofizica oceanelor, structura profundă a Pămîntului și deriva continentelor. În plus, geologii au început să utilizeze noile concepte pentru a pătrunde mai bine înarmați în tainele trecutului globului terestru. Înainte de a examina însă implicațiile geologice ale expansiunii oceanice și teoriile conexe pe care le-a generat, să mai trecem pe scurt în revistă modul în care s-a dezvoltat însuși studiul inversiunilor magnetice.

Studiul inversiunilor magnetice după 1966. După ce Pitman și Heirtzler au adus, în 1966, ca urmare a croazierei navei „Eltanin”, dovezile de necontestat ale anomaliilor magnetice și perfecta lor concordanță cu inversiunile magnetice din zona dorsalei dintre Australia și Antarctica, mai mulți cercetători de la Lamont au purces imediat la extinderea cercetărilor și în alte zone. *W.C. Pitman III* a întreprins cercetări în Pacific pe Dorsala est-pacifică, între Noua Zeelandă și America de Sud, *G.O. Dickson* în Atlanticul de Sud și *Xavier Le Pichon* (geofizician francez activînd în acel timp la Lamont) în Oceanul Indian, în zona dintre Madagascar și Australia. Cele trei comunicări cuprinzînd rezultatele, apărute în 1968 împreună cu un articol de sinteză (Heirtzler et al., 1968), au impus definitiv atît teoria expansiunii oceanice cît și metoda de a o analiza cu ajutorul anomaliilor magnetice. Dar, ele au adus și cîteva elemente în plus, extrem de valoroase.

Primul fapt important constatat a fost o concordanță foarte bună între toate zonele studiate în ce privește lățimea anomaliilor, și ca atare durata lor în timp. Determinările de vîrstă absolută au confirmat și sincronismul lor, de unde s-a putut elabora o scară extrem de completă a tuturor inversiunilor magnetice. Acestea au fost numerotate începînd cu inversiunea 1, cea mai apropiată de zilele noastre, și cu numere crescînde spre trecut. În felul acesta s-a stabilit un limbaj al istoriei geologice în termeni de anomalii căci se știe acum că anomalia 5 a luat naștere acum 5 milioane ani, deci în miocen, anomalia 15 acum 40 milioane ani deci oligocen, anomalia 30 acum 70 milioane ani deci în cretacic. Cu un astfel de instrument au putut fi elaborate hărți ale fundurilor oceanice în ce privește vîrsta lor, fig. 1.24 fiind o primă sinteză la nivelul anului 1967. Liniile figurate sînt în felul acesta izocrone, exprimate fie în numere ale anomaliilor, fie prin convertirea lor, în milioane de ani, ca în exemplul prezentat.

Corolarul imediat al posibilității de a trasa izocrone pe fundul oceanelor a fost acela al determinării vitezei de expansiune a acestora. Trecînd pe o diagramă în abscisă distanța față de axa dorsalei iar pe ordonată anomaliile (definite prin numărul lor curent și care corespunde de fapt și cu scara timpului) se pot înscrie pentru diferitele oceane distanța la care se află o anomalie dată față de axă. Unind punctele se obține linia care exprimă viteza de deplasare a anomaliilor (fig. 1.25).

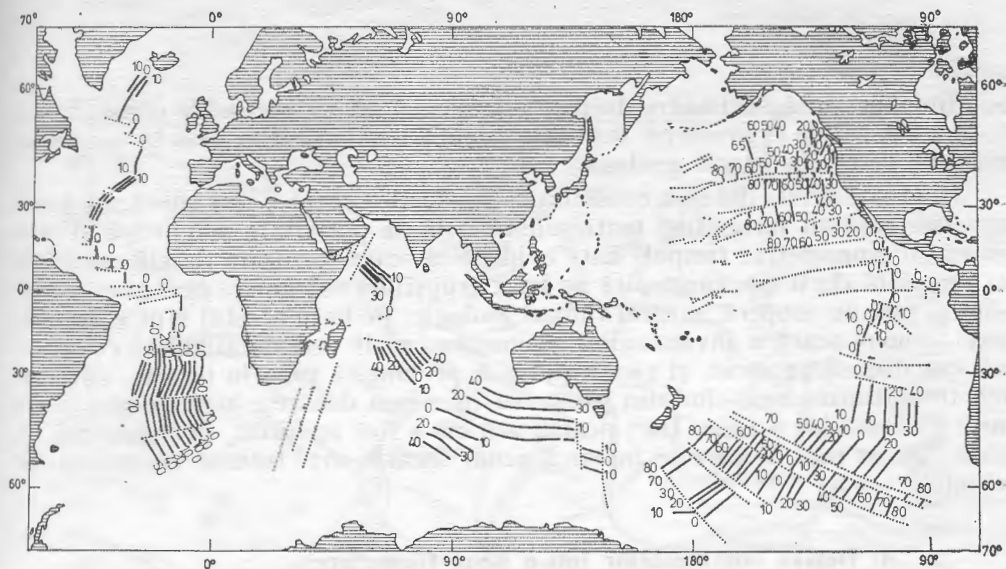


Fig. 1.24 — Harta izocronelor de fund oceanic realizate pe baza anomaliilor magnetice, la nivelul de cunoaștere al anului 1967 (După Heirzler et al., 1968).

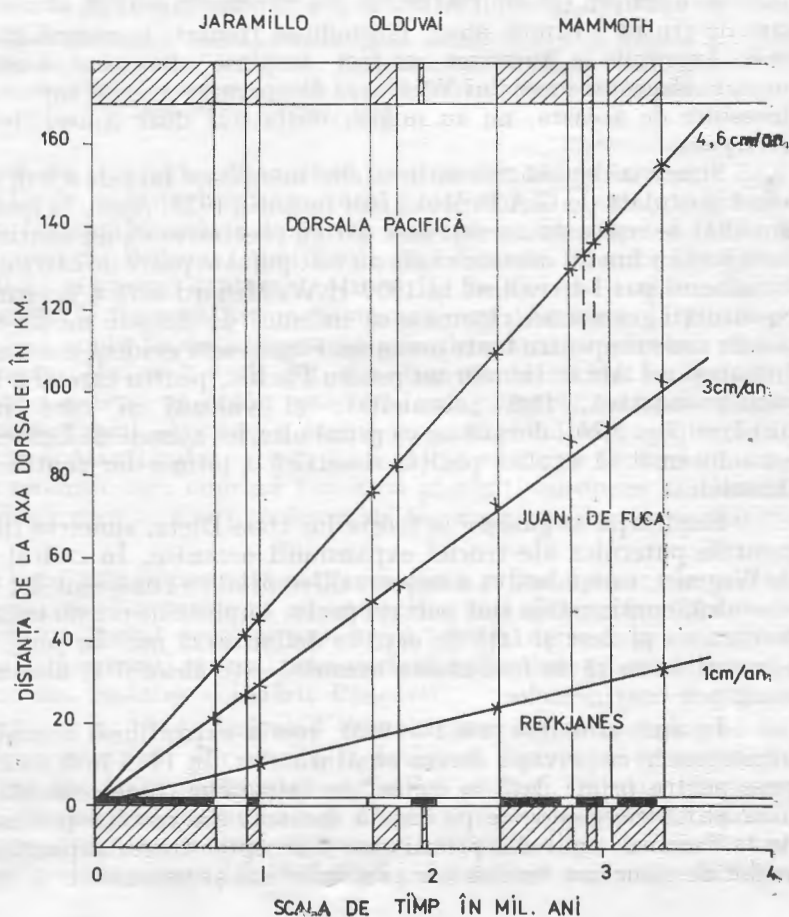


Fig. 1.25 — Viteza de expansiune a trei dorsale dedusă din raportarea distanței anomaliilor magnetice de la axa de expansiune (în ordonată) la scara de timp a anomaliilor (în abscisă) (După Vine, 1966).

Dacă linia prezintă schimbări de pantă înseamnă că a intervenit o modificare bruscă a vitezei de expansiune, fapt care adaugă un element în plus la urmărirea dinamicii Terrei în istoria geologică.

Din toate aceste date s-a constatat că fundurile oceanice sînt adevărate benzi magnetice care au înregistrat toate schimbările de polaritate magnetică și prin aceasta au cronometrat timpul. Este evident că scara furnizată de ele este mult mai completă decît cea construită pe baza erupțiilor vulcanice, evenimente sporadice și care nu acoperă integral timpul geologic. Pe baza acestui fapt a fost elaborată o nouă scară a inversiunilor magnetice, mult mai detaliată și completă decît cea dedusă pe uscat, și care a putut fi prelungită pînă în jurasic, adică pe circa 160 milioane ani, cînd din păcate ea încetează deoarece aceasta este vîrsta limită a actualelor oceane. Dar, pentru atît cît a fost stabilită, ea reprezintă un etalon riguros față de care se încearcă acum dotarea mai tuturor evenimentelor geologice.

4. Deriva continentelor într-o nouă formulare.

Un corolar imediat al expansiunii oceanelor este deriva continentelor. Dacă luăm de exemplu Oceanul Atlantic și acceptăm faptul că el s-a format prin adăugare de crustă oceanică nouă, lărgindu-se treptat, înseamnă că uscaturile mărginașe, Americile și Eurafica, au fost „împinse” divergent, s-au deplasat, deci au migrat. Regăsim ideea lui Wegener, de spargere a unui supracontinent dar, spre deosebire de aceasta, nu au migrat unilateral doar Americile, ci ambele părți, divergent.

Simetria deplasării continentelor mărginașe față de o axă situată în Atlantic a fost postulată de G.A.F. Molegraaf încă din 1928. Apoi, în ipoteza lui A. Holmes din 1931 se regăsește aceeași idee dar cu precizarea că nu continentele s-au mișcat în raport cu fundul oceanic ci ele au fost purtate pasiv de către curenți subcrustali. Următorul pas l-a realizat în 1959 H.W. Menard care a determinat pe baza unei construcții geometrice riguroase că sistemul de dorsale medio-oceanice reprezintă axe de simetrie pentru toate oceanele. Faptul este evident pentru Atlantic, Oceanul Indian și cel Antarctic, dar nu pentru Pacific, pentru care el a imaginat o dorsală veche, inactivă, fără seismicitate și vulcani și care în mare parte a dispărut (fig. 1.26), dorsală ce va primi ulterior numele de Dorsala Darwin. Menard nu a încercat să explice poziția simetrică a țărmurilor continentale în raport cu dorsalele.

Explicația se găsește în teoria lui Hess-Dietz, simetria fiind unul din argumentele puternice ale teoriei expansiunii oceanice. În cadrul ei, spre deosebire de Wegener, care admitea o mișcare diferențială a continentelor în raport cu crusta oceanică, continentele sînt purtate pasiv, împinse de crusta oceanică nou formată, în care nu plutesc și față de care se delimitează net. În plus, față de Wegener, apare și ideea că în fose crusta oceanică este absorbită, alunecînd în manta, la marginea continentelor.

În anii următori (1962—1963), teoria expansiunii oceanice nu a adus elemente noi în ce privește deriva continentelor. În 1963 însă două fenomene au fost puse pentru prima dată în conexiune într-o chestiune concretă, de soluționare a unei probleme geologice pe care a încercat s-o rezolve profesorul J.T. Wilson, de la Toronto, unul din primii care a acceptat teoria expansiunii oceanice. Este vorba de structura terenurilor precambriene și paleozoice de cele două părți ale

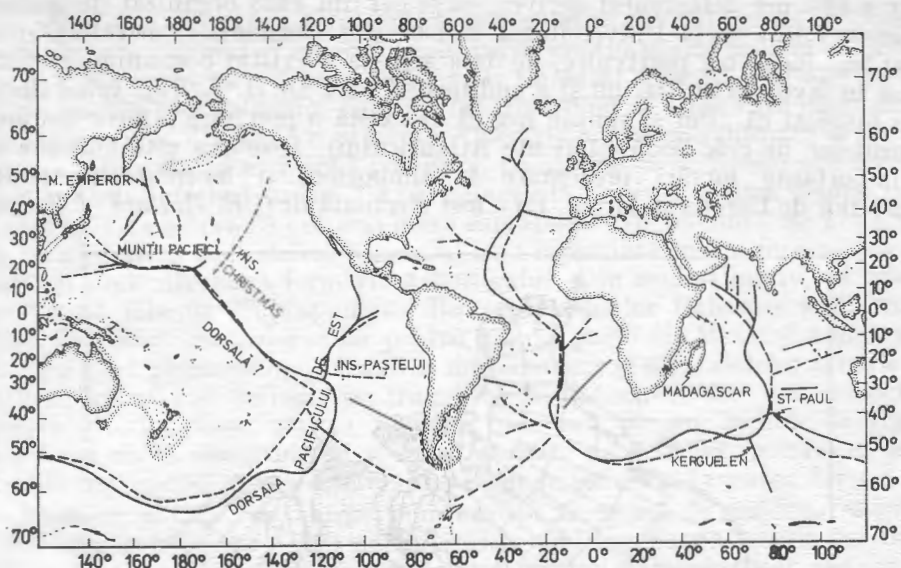


Fig. 1.26 — Sistemul de dorsale medio-oceanice (linie plină) ca axă de simetrie a oceanelor în raport cu continentele mărginaşe (punctat). Pentru partea centrală a Pacificului este reconstituită o ipotetică dorsală pe baza lanţurilor de insule existente aici (După Menard, 1959).

Atlanticului de Nord. Se ştia astfel de mult că acestea sînt tăiate în Scoţia de o mare fractură, Glen Fault, care deplasează sectorul de la nord de ea cu circa 105 km spre SV. O situaţie similară există şi de partea cealaltă a Atlanticului, unde o mare fractură, denumită de Wilson, Cabot Fault, taie terenuri identice din Terra Nova şi Noua Scoţie şi cu aceeaşi deplasare orizontală. De aici el a tras concluzia că falia este una singură, formată pe un supracontinent (America de Nord + Europa) şi că ea a fost ruptă în două segmente prin deriva continentelor, odată cu formarea Atlanticului. Mai mult decît atît, el a atras atenţia că sînt forme fosile care arată că înainte a existat un ocean mai vechi, un proto-Atlantic, care însă a avut contur oarecum diferit. Acesta s-a închis iar apoi, cînd supracontinentul s-a scindat cu formarea Atlanticului, acesta nu a călcat exact pe vechiul contur, ceea ce a făcut ca terenuri care cuprind faune cu afinităţi europene să rămîna lipite de America, după cum terenuri cu faune de tip american au rămas alături de Europa.

Ipoteza lui Wilson este importantă căci reprezintă prima aplicare la un caz concret geologic a derivei şi expansiunii oceanice, dar mai ales pentru faptul că deschidea o perspectivă cu totul nouă de aplicare a teoriei derivei pe care nici Wegener şi nici unul din urmaşii săi nu încercaseră să o abordeze şi anume, evenimentele ce au avut loc înaintea scindării Pangaeii.

Doi ani mai tîrziu, în 1964, deci cînd liniatiile magnetice oceanice nu îşi impuseseră forţa demonstrativă, dar vocile în favoarea derivei se înmulţiseră, mai ales de pe urma lucrărilor paleomagneticienilor englezi, aceştia (Blakett, Bullard şi Runcorn) au reuşit să impună unuia din cele mai serioase foruri, Royal Society de la Londra, organizarea unui simpozion asupra derivei continentelor. Spre deosebire de celebrul simpozion din 1928 din S.U.A., dedicat aceleiaşi probleme

și care a fost net defavorabil derivei, ca și cel din 1958 organizat de profesorul S. Warren Carey de la Universitatea Hobart din Tasmania (Australia), și unde au mai fost încă voci potrivnice, de data aceasta a existat o unanimitate a referenților în favoarea ei. Dar nu și a auditorului căci Sir H. Jeffreys luînd cuvîntul a spus răspicat că „Pur și simplu neg că ar exista o potrivire” (între contururile continentelor de cele două părți ale Atlanticului). Remarca este adresată celei mai importante lucrări prezentate la simpozion, o încercare de realipire a Americilor de Europa și Africa. Ea a fost efectuată de C.E. Bullard, J.E. Everett

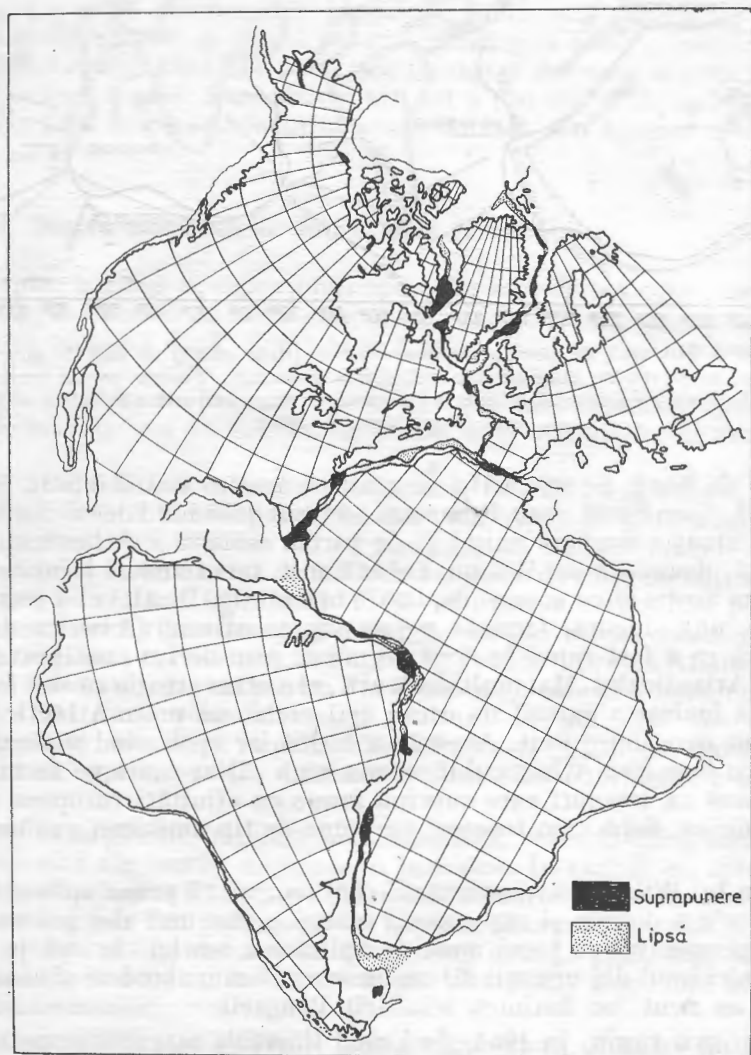


Fig. 1.27 — Asamblarea optimă a continentelor din jurul Atlanticului făcută pe calculator (minimum de lipsuri și de acoperiri) pentru izobata de -500 fathomi (-915 m). Rețeaua de paralele și meridiane este cea actuală, evidențiind rotirile necesare pentru obținerea asamblării (După Bullard et al., 1965).

și *A.G. Smith* pe criterii cu totul noi. Considerînd că nivelul actual al Oceanului Planetar este accidental și ca atare contururile continentelor nu sînt structurale, ei au luat în considerare diverse izobate ale fundului oceanic, mai ales pe porțiunea platformei și a taluzului continental, încercînd să vadă care oferă cea mai bună alipire între diversele continente. Operația a fost încredințată unui calculator care a căutat cea mai bună potrivire, cu minimum de lipsuri sau acoperiri. Rezultatul este înfățișat în fig. 1.27 și reprezintă alipirea optimă pentru izobata de -915 m. Se observă că cea mai mare suprapunere de terenuri, de 270 km lungime, se găsește în zona deltei Nigerului care reprezintă însă o formațiune nouă, terțiară și deci ulterioară formării Atlanticului. Din același motiv, al tinereții, a fost omisă Islanda. Suprapunerea din zona insulelor Bahamas a dat naștere ulterior unei largi controverse iar pentru o bună parte din Mexic și America Centrală nu au fost găsite soluții. Trasarea meridianelor și a paralelelor actuale arată și rotirile care au fost necesare pentru reajustarea continentelor, una din cele mai discutate ulterior fiind rotirea Spaniei, necesară pentru închiderea Golfului Biscaya. În ciuda lipsurilor, și a celor afirmate de Jeffreys, potrivirea este în ansamblu remarcabilă și ea este un argument puternic în favoarea derivei.

După ce în 1967 teoria expansiunii a fost acceptată de majoritatea geologilor, deriva continentelor a fost și ea admisă implicit. Reconstrucția lui Bullard a stat la baza multor considerații teoretice privind Atlanticul iar metoda lui a fost extinsă și la celelalte continente. Astfel *W.P. Sproll* și *R.S. Dietz* au obținut în 1969 o bună potrivire prin computerizare a Australiei cu Antarctica iar în 1970 a Africii cu Antarctica. În același an *A.G. Smith* și *A. Hallam* au reanalizat o imagine completă a Gondwanei adunînd împreună America de Sud, Africa, Arabia, Australia, Antarctica, India, Madagascarul și Noua Zeelandă, iar în 1970 *Dietz* și *J.C. Holden* au făcut o nouă reconstrucție a Pangaeii, cu o mare precizie cartografică, plecînd de la izobata de $-2\ 000$ m dar utilizînd toate reconstrucțiile efectuate anterior pe calculator. Odată Pangaea reconstruită ei au urmărit spargerea ei pe următorii 200 milioane ani alegînd cîteva momente caracteristice: 180 milioane ani (triasic), 135 milioane ani (sfîrșitul jurasicului), 65 milioane ani (cretacic), și, aplicînd aceleași viteze și direcții de derivă, au anticipat configurația globului peste 20 milioane ani de aici înainte.

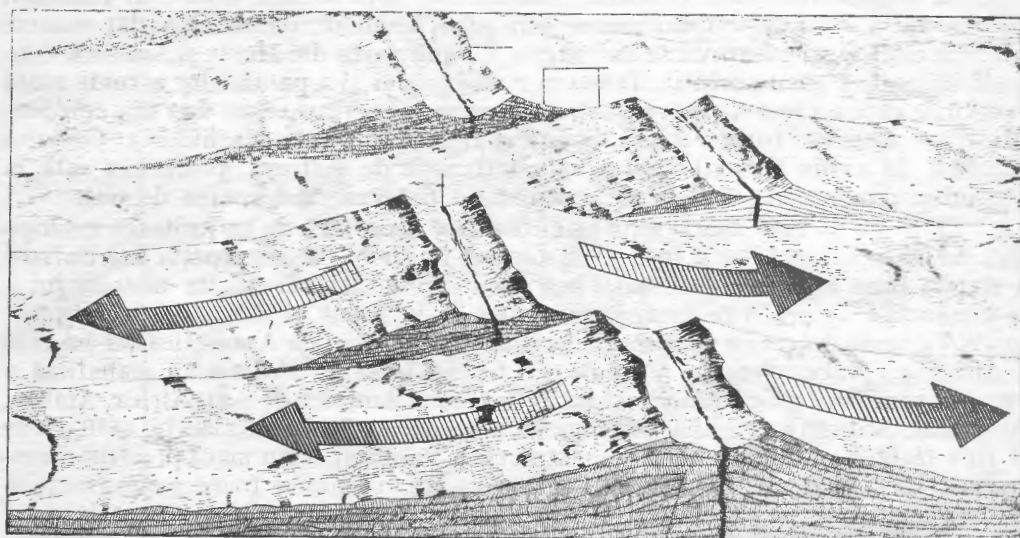
Reconstrucțiile paleogeografice amintite au fost făcute avînd la bază mecanismul de funcționare al dorsalelor actuale, conturul continentelor la diferite adîncimi și modul în care structurile geologice au continuitate de pe un continent pe altul. O cale cu totul diferită a fost deschisă în 1968 de *Xavier Le Pichon* care a urmărit mai ales dinamica mișcării fundurilor oceanice pe baza linițiilor magnetice dar al cărui merit esențial este de a fi aplicat în reconstrucțiile paleogeografice o nouă teorie care atunci își făcea apariția, teoria tectonicii plăcilor. Pentru a plasa exact în timp apariția ei trebuie să ne întoarcem puțin înapoi, la jumătatea deceniului al șaptelea, cînd se discuta încă natura linițiilor magnetice de pe fundul oceanelor.

V. TEORIA PLĂCILOR

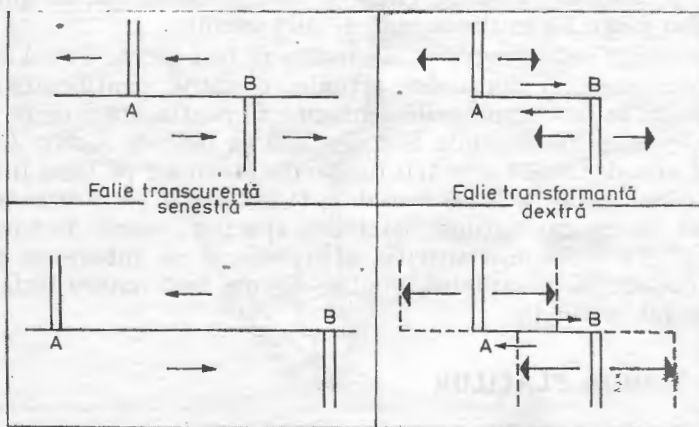
1. Faliile transformante.

Unul din puținii cercetători care s-au convins repede de realitatea expansiunii oceanice a fost geofizicianul *John Tuzo Wilson* de la Toronto, pe care am avut ocazia să-l amintim ca autor, împreună cu Vine, a primei încercări de datare

a vârstei fundurilor oceanice cu ajutorul anomaliilor magnetice pe baza datelor oferite de studiile lui Raff și Mason din estul Pacificului. Cu ocazia reinterpretării acestora Wilson a încercat să pătrundă mai adânc în mecanismul care a generat marile linii de fractură ce brăzdează fundul Oceanului Pacific la vest de America de Nord și Centrală și care fuseseră interpretate de Menard, descoperitorul lor, ca decroșări. El a ajuns astfel la concluzia că nu este vorba de simple decroșări ci de „o nouă clasă de falii” (cum spune el în titlul fundamentalei note din 1965) cărora le dă numele de *transform faults* (pentru care este preferabilă traducerea



(a)



(b)

Fig. 1.28 — (a) Relieful fundului oceanic determinat de falii transformante; (b) Deosebirea dintre o falie transcurrentă (decroșare) și o falie transformantă. Figurile de jos reprezintă situația după trecerea unui timp t .

românească de „falii transformante“ decît cea de „falii de transformare“). Caracterul lor cu totul aparte rezultă din faptul că ele sînt legate de fenomenul de expansiune oceanică.

În fig. 1.28 *b*, la stînga sînt figurate două stadii de deplasare a două compartimente în lungul unei decroșări (falie transeurentă). Mișcarea poate fi apreciată avînd ca reper cele două linii paralele ce se depărtează treptat una de alta. Decroșarea este senestră deoarece dacă stăm pe o parte a ei vedem compartimentul de dincolo de ea deplasîndu-se la stînga. Să ne imaginăm însă că cele două linii paralele reprezintă un rift cu expansiune deplasat de o fractură transversală. După cum se vede în fig. 1.28 *b* în dreapta, cele două segmente de rift acționează independent, săgețile groase indicînd sensul de mișcare a crustei oceanice nou formate. În compartimentul nordic mișcarea se face față de riftul *A* spre stînga și spre dreapta, după cum în compartimentul sudic mișcarea se face divergent față de riftul *B*. Se vede ușor că între punctele *A* și *B* are loc în lungul faliei o mișcare de sens contrar dar că la stînga de *A* cele două compartimente se mișcă în același sens, spre stînga, după cum la dreapta de *B* amîndouă se mișcă spre dreapta. Mișcarea diferențială are loc ca atare numai pe segmentul *AB*. Aceasta este o falie transformantă și ea este dextră deoarece plasîndu-ne într-un compartiment între cele două rifturi vedem compartimentul de dincolo mișcîndu-se spre dreapta.

În aparență simplu, mecanismul descoperit de Wilson dă naștere la o mare varietate de posibilități de mișcare a compartimentelor de fund oceanic, mai ales cînd faliile transformante întîlnesc și alte elemente, de pildă zonele în care dispare fundul oceanic. În acest caz în lungul lor are loc transformarea unei mișcări de creare a fundului oceanic într-una de consumare a acestuia, de unde și numele de falii transformante. Caracteristica acestor falii este terminarea lor bruscă și trecerea de la o mișcare la alta. Fiind vorba de unul din conceptele fundamentale ale tectonicii globale vom reveni pe larg asupra acestui tip de falii.

Dinamica faliiilor transformante a fost confirmată de o disciplină care fusese pînă atunci prea puțin utilizată în edificarea noilor concepte, seismologia. Pentru a înțelege modul în care ea a fost utilizată, este necesară o digresiune într-unul din capitolele ei mai puțin cunoscute, analiza mecanismelor în focar al cutremurilor.

2. Mecanismul în focar al cutremurelor și seismele suboceanice.

Să ne imaginăm o porțiune din suprafața terestră văzută de sus (fig. 1.29) unde o mișcare de deplasare diferențială a două compartimente face ca o linie ipotetică *AB* să ia traseul *A'B'*. Este o mișcare flexurală care supune zona dintre compartimente la o forță de deformare. Cînd forța depășește limita de rezistență a materialului, între cele două compartimente ia naștere un plan de ruptură, în cazul nostru o decroșare (*FF'*) care face ca linia să se rupă și capătul de deasupra decroșării să se deplaseze de la *E* la *H'*, iar cel de sub ea de la *E* la *K'*. Mișcarea de rupere dă naștere unui cutremur care are epicentrul în *E* și care generează unde elastice din acest focar. Prima mișcare a undelor ce pleacă din focar va fi diferită în funcție de poziția față de planul de falie. Astfel în sectorul cuprins între *AF'* prima mișcare va fi de compresiune, deoarece punctul material aflat inițial în *E* s-a deplasat în *H'* „împingînd“ următoarele puncte la dreapta, în timp ce în sectorul dintre *AF* mișcarea va fi o dilatare deoarece deplasarea punctului spre dreapta

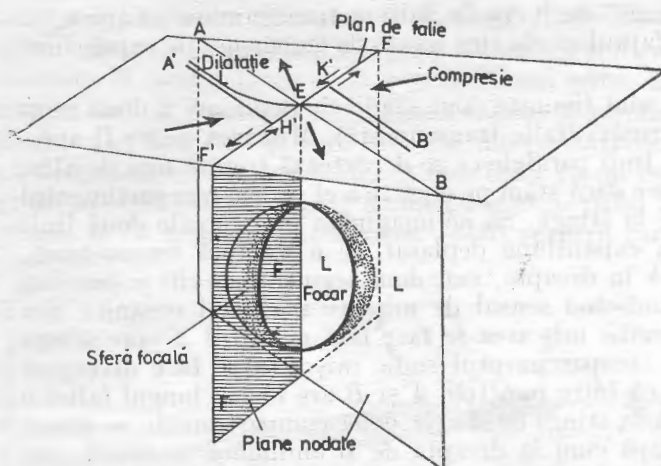


Fig. 1.29 — Mecanismul în focar al unui cutremur. F și L cele două plane nodale perpendiculare. Proiecția la suprafață evidențiază zonele de compresie și zonele de dilatare ce generează o deplasare pe unul din planele nodale ce devine plan de falie. Astfel, linia AB se rupe devenind A'H' și B'K'.

va „trage” punctele de aici tot spre dreapta. În compartimentul celălalt față de falie vom avea tot un sector cu comprimare (FB) și altul cu dilatare (BF'). Săgețile cu vârful divergent indică sectoarele cu comprimare iar cele cu vârful convergent spre epicentru, sectoarele cu dilatare.

Pe seismograma unui cutremur se poate preciza dacă prima sosire a undelor P a fost o comprimare (primul pic al seismogramei este deasupra liniei de zero) sau o dilatare (primul pic sub linia de zero). Punând pe o hartă înregistrarea acestui element pentru mai multe stațiuni seismice se pot trasa liniile care delimitează compartimentele cu comprimare și dilatare față de epicentru (fig. 1.30) unde săgețile indică dacă mișcarea a fost spre, sau de la epicentru. Liniile de pe hartă reprezintă de fapt planele care delimitează compartimentele, plane care sînt denumite *plane nodale*. Unul din ele este planul de falie, celălalt este planul de deplasare minimă. Din păcate din înregistrările seismice nu rezultă care dintre ele este planul activ, de falie și nici studiul undelor S nu a permis găsirea unor criterii pentru ridicarea ambiguității. De cele mai multe ori trebuie să se aprecieze situația în funcție de datele structurale locale. Cînd planul activ a putut fi precizat se spune că a fost determinat mecanismul în focar sau că a fost găsită *soluția de focar*.

Pentru cutremurele profunde și înregistrări făcute la mare distanță nu se mai ia în considerare epicentrul ci hipocentrul, în funcție de care se determină sectoarele. Indicațiile furnizate de stațiile seismice sînt înscrise pe o diagramă stereografică ce permite trasarea planelor nodale cu poziția lor în spațiu, nu prin proiecția lor pe o hartă. În felul acesta se poate aprecia mai bine dacă ruptura ce a cauzat seismul a fost o falie sau o decroșare și care este înclinarea planului de ruptură față de suprafața pămîntului.

Studiile pentru determinarea mecanismului în focar au la bază lucrările de pionierat ale lui P. Byrly din 1926 și ale lui T. Shida din 1927 dar cercetări intense au început de-abia după 1962, pe baza unei sinteze efectuate de W. Stauder.

Începînd din 1964 au început să fie analizate și seisme suboceanice din acest punct de vedere și, în cîțiva ani doar, au apărut mai multe lucrări care însă nu au oferit o imagine clară a ceea ce se întîmplă pe dorsalele oceanice. Prima lucrare cu adevărat de încredere este aceea a lui Lynn R. Sykes de la Lamont,

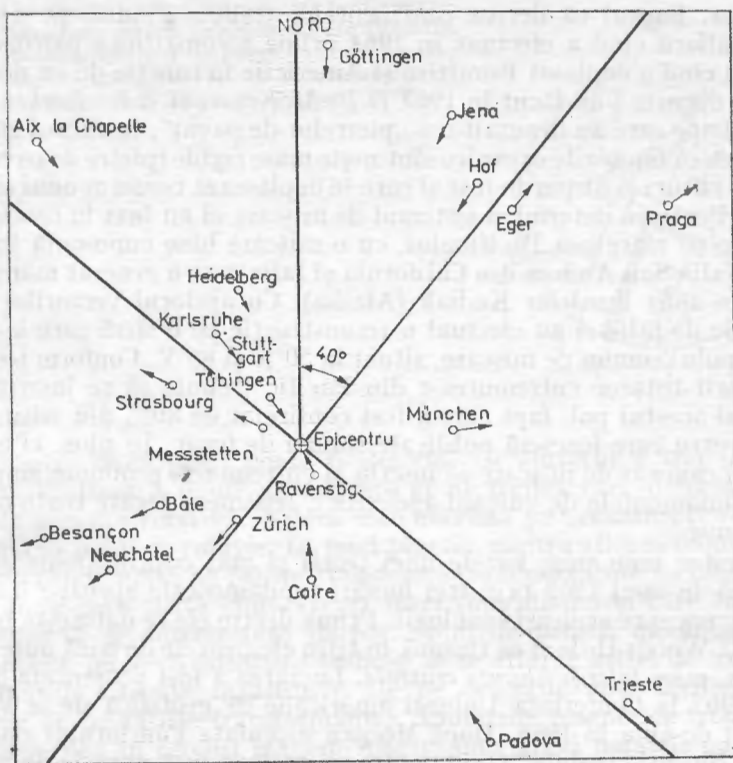


Fig. 1.30 — Sensul primei mișcări a unui cutremur din Suabia din 26 iunie 1935. Repartiția regională permite stabilirea cvadrantilor de dilatare și compresie (Din Coulomb, 1973).

din 1967 în care a analizat înregistrările primare a 17 cutremure al căror epicentru s-a găsit în rifturile dorsalelor sau pe zone de fractură. La prima categorie, cutremurele din rifturi, soluția de focar a arătat că planul de falie este paralel cu riftul iar mișcarea a fost de alunecare în jos, adică de tipul faliei normale, rezultat în acord cu presupusa mișcare de expansiune a riftului și care este însoțită de alunecarea unor blocuri din pereții riftului în crăpătura în curs de căscare. În ce privește seismele de pe zonele de fractură, ele s-au localizat strict pe segmentul dintre capetele de rifturi cu planul de falie vertical și paralel cu linia de fractură și cu o mișcare de culisare laterală, exact în sensul preconizat de teoria faliilor transformante a lui Wilson, și invers decât ar fi fost de așteptat pentru niște simple decroșări. Era o demonstrație strălucită a realității conceptului de falie transformantă.

3. Conceptul de placă și tectonica plăcilor.

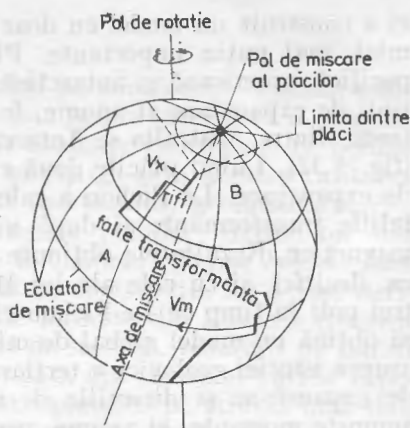
Faliile transformante au fost gândite de Wilson pentru suprafețe plane, așa cum sînt figurate ele pe o hartă sau un planiglob în proiecție Mercator. În realitate ele acționează pe o sferă, ceea ce implică un alt sistem de urmărire a

dinamicii lor. Faptul că deriva continentelor trebuie gândită pe o sferă a fost intuit de Bullard când a efectuat în 1964 prima reconstituire paleogeografică pe calculator și când a deplasat Eurafica și Americile în funcție de un pol de rotație. Un pas mai departe l-au făcut în 1967 *D.P. McKenzie* și *R.L. Parker* care au elaborat o teorie pe care au denumit-o a „pietrelor de pavaj”, în cadrul căreia au plecat de la ideea că fundurile oceanice sînt niște mase rigide (pietre de pavaj sau plăci) ce se nasc în rifturi și dispar în fose și care se deplasează conform unui sistem unitar de mișcare. Pentru a determina sistemul de mișcare ei au luat în considerare două mari falii de pe marginea Pacificului, cu o mișcare bine cunoscută în urma unor cutremure, falia San Andrea din California și falia care a generat marele cutremur din 1964 din zona insulelor Kodiak (Alaska). Cu ajutorul vectorilor de mișcare de pe planele de falie ei au efectuat o reconstrucție pe o sferă care le-a permis să stabilească polul comun de mișcare, situat la 50°N și 85°V . Conform teoriei admise de ei, vectorii tuturor cutremurelor din Pacific trebuie să se înscrie pe cercuri mici în jurul acestui pol, fapt care a fost confirmat de 80% din seismele de mică adîncime pentru care fuseseră publicate soluții de focar. În plus, ei au constatat că în același canevaz de mișcare se înscriu și cutremurele profunde, amplasamentul foselor și aliniamentele de vulcani andezitici, fenomene legate toate de un sistem global dinamic.

Cu acestea erau puse bazele unei teorii și mai cuprinzătoare și care avea să se impună în anul 1968 prin trei lucrări fundamentale aproape independente, dar care converg spre aceleași concluzii. Prima dintre ele se datorește lui *W. Jason Morgan* de la Woods Hole și ea rezumă în titlu elementele de bază puse în discuție: *Dorsale, fose, mari falii și blocuri crustale*. Lucrarea a fost prezentată de fapt încă în aprilie 1967 la Conferința Uniunii americane de geofizică de la Washington, dar a apărut de-abia în 1968. După Morgan suprafața Pămîntului este împărțită în circa 20 „blocuri crustale” (pentru care va preleva însă numele de *placă* propus de McKenzie și Parker) care sînt separate între ele prin trei forme structurale: (1) rifturi, în care printr-o mișcare divergentă plăcile se îndepărtează și ia naștere fund oceanic; (2) fose, în care plăcile se apropie într-o mișcare convergentă, una din plăci fiind consumată prin alunecare sub cealaltă și (3) falii transformante, în lungul cărora nici nu este creată nici nu este distrusă scoarța oceanică, și în lungul cărora blocurile alunecă unul față de celălalt. Prin această delimitare se constată că există plăci care conțin atît porțiuni continentale cît și porțiuni oceanice (de exemplu Placa africană care cuprinde continentul Africa, jumătate din Oceanul Atlantic și jumătate din Oceanul Indian), plăci care cuprind exclusiv zone oceanice (de exemplu Placa est-pacifică) sau plăci aproape exclusiv continentale (de exemplu Placa arabă). La unele plăci marginile de compresiune nu sînt reprezentate prin fose ci prin lanțuri de munți tineri, rezultați însă tot din mișcări de apropiere a două plăci. Imaginea aceasta a suprafeței Pămîntului reflectă situația actuală a dinamicii globului, dinamică pentru care Mason a reușit să elaboreze și o teorie matematică de urmărire.

Mason pleacă de la o teoremă a lui Euler care spune că pe o sferă orice deplasare se poate face printr-o simplă rotație în funcție de un pol de mișcare. Dacă în fig. 1.31 se consideră că placa B se deplasează la dreapta în raport cu placa A, mișcarea se face în jurul unui pol P, în funcție de care se poate construi o rețea geometrică. Desprinderea dintre plăci se face pe meridianele ale rețelei (liniile groase), iar placa în mișcare descrie cercuri concentrice în jurul polului care sînt cercuri de latitudine. Este ușor de văzut că liniile duble pot fi considerate a fi rifturi, iar cercurile de latitudine falii transformante. În acest caz

Fig. 1.31 — Geometria mișcării de expansiune. Rifturile (linii groase) se dispun pe meridianele, iar faliile transformante pe paralelele rețelei euleriene ce are propriile ei elemente geometrice (pol eulerian, ax și ecuator eulerian) și care nu au nimic comun cu elementele de rotație ale Pământului (După Le Pichon, 1972).



mișcarea dintre două plăci poate fi descrisă cu ajutorul a trei parametri, doi cu care se localizează polul de mișcare și al treilea care definește viteza unghiulară de mișcare relativă. Viteza este maximă pe „ecuatorul” rețelei de referință și nulă la polul de rotație. În mod practic, pentru aflarea polului de mișcare se ridică perpendiculare pe faliile transformante observabile pe fundul oceanelor, perpendiculare care toate sînt cercuri mari (meridiane) și care în mod obligatoriu trebuie să se intersecteze în pol. Soluțiile pentru mecanismele de focar al cutremurelor de mică adîncime trebuie să se afle pe astfel de meridiane (pentru cutremurele născute în rifturi), fie pe cercurile mici longitudinale (pentru cutremurele de pe faliile transformante). Liniatiile magnetice trebuie să se înscrie de asemenea în cercuri mari de longitudine (fiind paralele cu rifturile), iar viteza de mișcare a plăcilor poate fi dedusă după lărgimea fișiiilor anormale în lungul cercurilor de latitudine.

Iată așadar o sumă de elemente care permit determinarea precisă a parametrilor de mișcare a plăcilor în dinamica lor actuală. Pentru a testa ipoteza sa, Morgan a operat cu ele determinînd polul unic care satisface expansiunea Atlanticului, apoi cel față de care are loc mișcarea diferențială dintre Placa americană și cea a Pacificului, apoi polul în raport cu care se mișcă Placa pacifică față de cea antartică și, în sfîrșit, aceasta din urmă în raport cu Africa, închizînd astfel circuitul prin însumarea celor trei viteze unghiulare pe cele trei dorsale în expansiune (atlantieă, pacifică și antarctico — pacifică).

În sfîrșit, în ce privește noțiunea de placă (de fapt „bloc crustal” la Morgan, în anul 1968), acesta constată că fundurile oceanice sînt și ele blocuri rigide care nu suferă deformări și ca atare trebuie să aibă o grosime ce depășește doar pe cea a crustei. Ca atare el presupune că plăcile sînt tranșe groase de circa 100 km grosime, de „tectosferă” care alunecă pe astenosfera mai plastică.

A doua lucrare importantă care a pus bazele tectonicii de plăci este cea a lui Xavier Le Pichon, cercetătorul francez profund implicat în constituirea noilor teorii geologice, consilier științific la CNEXO și profesor la Sorbona dar care pe vremea elaborării lucrării activa la Lamont. Plecînd de la aceleași premise ca Mason (blocuri rigide delimitate de rifturi, fose și falii transformante), Le Pichon încearcă prima descriere globală a dinamicii plăcilor ce acoperă suprafața Pământului pe baza unui calcul de geometrie pe o sferă. Pentru simplificare

el a construit un model cu doar șase plăci mari, la care înglobează pe cele mai mici, mai puțin importante. Plăcile mari sînt: eurasiatică, africană, indiană, pacifică, americană și antarctică. Între acestea se găsesc ca elemente active cinci linii de expansiune și anume, în oceanele Atlantic, Indian, în Pacificul de Sud (zona dintre Australia și Antarctica), în Pacificul de Nord și în Oceanul Arctic (fig. 1.32). Luînd plăcile două cîte două, de o parte și de alta a cîte unei linii de expansiune, Le Pichon a calculat polii relativi de rotație pe două căi: după faliile transformante și după viteza de expansiune dedusă pe baza liniatiilor magnetice. Rezultatele obținute pe cele două căi au fost sensibil asemănătoare, ca dealtfel și cu cele ale lui Morgan, cu diferența că acesta determinase doar trei poli în timp ce Le Pichon cinci. Cu polii determinați, Le Pichon a încercat să obțină un model global de mișcare actuală a plăcilor, pe care l-a extins apoi asupra istoriei geologice a terțiului. El a rotit astfel plăcile, conform cu viteza de expansiune și direcțiile de mișcare, pentru a realipi marginile plăcilor la anumite momente, și anume, pentru anomalia 5 (acum 10 milioane de ani, deci în miocenul tîrziu) și pentru anomalia 31 (acum 60 milioane de ani, adică în paleocen). „Trăgînd” astfel plăcile înapoi în zona de expansiune în care au luat naștere ca scoarță oceanică, sînt deplasate evident și continentele, care fac corp solidar cu plăcile. În felul acesta deriva ia un aspect cu totul nou, ea fiind un rezultat secundar al mișcării plăcilor. Le Pichon a reușit să opereze deplasările pe calculator și să reconstruiască, de exemplu, istoria deschiderii Atlanticului, pas cu pas. În plus, el a putut stabili variațiile în vitezele de expansiune și deci de deplasare a plăcilor, a determinat momentele în care expansiunea a încetat și a avut loc o reajustare a tabloului dinamic (cu modificări în vitezele și în direcția de expansiune) și a precizat marile cicluri de dinamică expan-

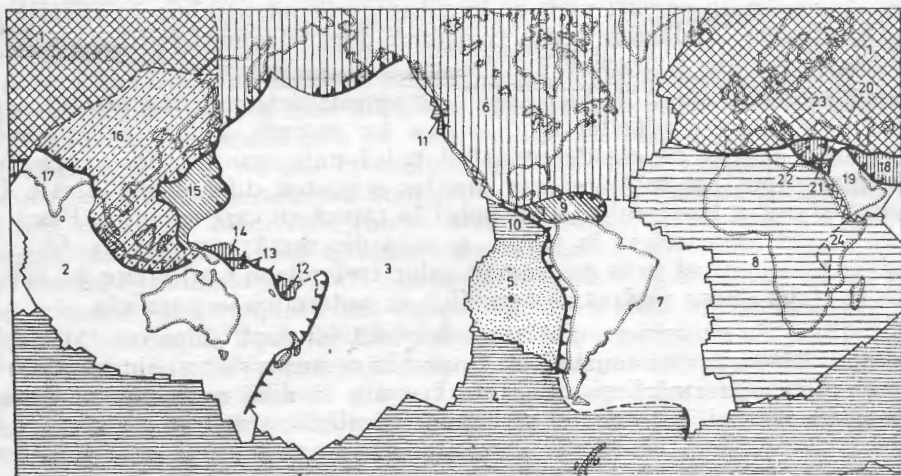


Fig. 1.32 — Mozaicul actual de plăci litosferice. Limitele sînt determinate de zone de expansiune, de zone de subducție, de lanțuri orogene (foste zone de subducție) și de falii transformante. Plăci mari: 1, eurasiatică; 2, australo-indiană; 3, pacifică; 4, antarctică; 5, Nazca; 6, nord-americană; 7, sud-americană; 8, africană; Plăci mici: 9, central-americană (a Caraibilor); 10, Cocos; 11, Gorda; 12, Fiji; 13, Solomon; 14, Bismark; 15, filipineză; Plăci sudate prin coliziuni intercontinentale: 17, indiană; 18, iraniană; 19, arabă; 20, anatoliană; 21, levantină; 22, ioniană; 23, adriatică; Placă în devenire: 24, est-africană (După diverse surse).

sională, care explică de altfel și ciclurile orogenice pe continente. Lucrarea lui Le Pichon are astfel o importanță capitală căci este prima care oferă o imagine dinamică pentru tot globul, bazată pe criterii de evaluare cantitative ce permit calcule matematice de mare precizie. Geologia își câștiga prin aceasta calitatea de știință exactă în compartimentul ei cel mai spectaculos, geodinamica.

A treia lucrare fundamentală pentru tectonica plăcilor, datînd tot din 1968, este creația a trei eminente seismologi de la Lamont, *Bryan Isacks, Jack Oliver* și *Lynn R. Sykes*. Un prim fapt important în contribuția lor a fost definirea mai precisă a plăcilor. Ei presupun plăcile formate din *litosferă* (termen utilizat în trecut într-un sens aproape egal cu cel de scoarță, redefinit de Barendsen în 1941), care este o tranșă rigidă a globului, formată din crustă și partea superioară a mantalei, groasă de circa 100 km și care plutește pe stratul mai slab subiacent, *astenosfera*, sub care se află apoi iar o pătură rigidă, *mezosfera*.

Al doilea merit al lucrării este acela de a fi stabilit legătura dintre seisme și marginile de placă. Astfel, în zonele de expansiune și pe faliile transformante iau naștere numai cutremure de mică adîncime, în timp ce în zonele de compresiune seismele iau naștere la toate adîncimile, de la suprafață pînă la 700 km. Atenția cercetătorilor s-a concentrat mai ales asupra celor din urmă, detaliind mecanismele de focar și poziția diverselor focare. Concluzia este că în zonele de compresiune, și mai ales în fața arcurilor insulare unde se află o fosă, cutremurele iau naștere pe suprafețele înclinate cunoscute de mai multă vreme

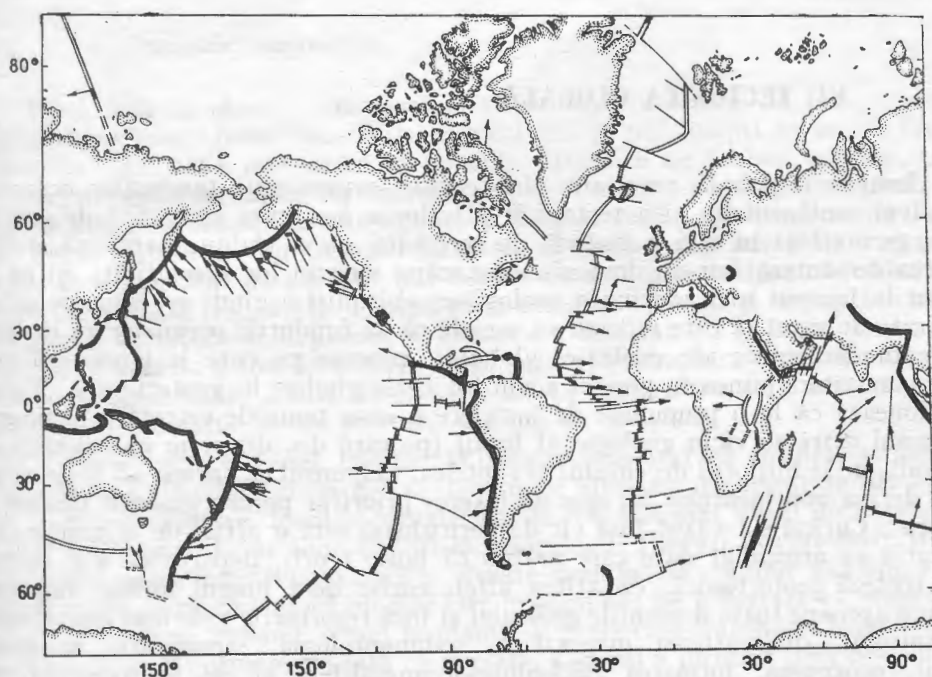


Fig. 1.33 — Distribuția vectorilor de mișcare deduși din studiul mecanismelor în focar ale cutremurelor. Săgețile indică componenta orizontală a direcției de mișcare relativă a blocului în raport cu cel alăturat. Creasta dorsalelor este notată cu linie dublă, fosele cu linie groasă, faliile transformante cu linie subțire (După Isaks et al., 1968).

sub numele de „plan Benioff” în lungul cărora o placă litosferică alunecă adânc în astenosferă, unde este resorbită, materia fiind încorporată în manta. Procesul de alunecare este evidențiat de mecanismele seismelor din astfel de zone: sub axa fosei placa se află sub tensiune din cauza inflexiunii pe care o face, în timp ce pe planul înclinat se află sub compresiune din cauza rezistenței pe care o întâmpină la afundarea în astenosferă.

Mecanismele de focar indică și înclinarea planului de ruptură, în perfect acord cu schema dinamică necesară pentru a explica alunecarea unei plăci sub cealaltă. Procesul acestă de alunecare va fi denumit un an mai târziu, la celebra conferință Penrose, asupra căreia vom avea ocazia să mai revenim, *subducție*, termen atât de expresiv încât va face o carieră instantanee, rămânând să definească unul din procesele cele mai importante pentru viața Terrei.

Pe baza analizei complexe a unui mare număr de cutremure din zonele oceanice și din fața arcurilor insulare, cei trei seismologi de la Lamont au reușit să prezinte o hartă a vectorilor de mișcare rezultați din studiul mecanismelor de focar (fig. 1.33). Ea pune de fapt în evidență starea de stress a părții superioare a globului și care confirmă întru totul teoria expansiunii oceanelor. Era o confirmare venită dintr-un alt domeniu de cunoaștere decât cel din care plecase, dar astfel de confirmări aveau să se tot adauge concurând la ceea ce Isacks, Oliver și Sykes denumiseră pentru prima dată, chiar în titlul lucrării lor „*tectonica globală*”.

VI. TECTONICA GLOBALĂ

Imaginea globală rezultată din teoriile expansiunii fundurilor oceanice, a derivei continentelor și a tectonicii plăcilor a fost greu acceptată de geofizicieni, încorsetați în câte o metodă de cercetare, cu o viziune parțială și fără puterea de sinteză într-un domeniu care scăpa strictei lor specialități. Și ea nu a avut la început nici adeziunea geologilor, obișnuiți a gândi geologia pe datele furnizate de uscat și care refuzau să creadă că în fundurile oceanelor au loc procesele fundamentale ale evoluției globului, procese pe care le ignoraseră și a căror cunoaștere punea în pericol acum tot ce se gândise în geotectonică. Wilson menționează că la o propunere de înscriere a unor teme de cercetare în programul unui mare serviciu geologic al lumii (pe care din discreție nu-l dezvăluie) a primit, pe la mijlocul deceniului al șaptelea, răspunsul că „oricât ar fi de atractivă, deriva continentelor nu este de interes prioritar pentru geologii instituției noastre”. Curînd s-a văzut însă cât de periculoasă este o astfel de afirmație căci treptat s-au acumulat date care arătau că noile teorii, departe de a fi doar o nouă ipoteză geotectonică, ca atâtea altele emise de-a lungul anilor, implicau profund aproape toate domeniile geologiei și încă resorturile cele mai importante: vulcanismul, diferențierea magmatică, sedimentologia, stratigrafia, metamorfismul, orogeneza, formarea zăcămintelor metalifere și de hidrocarburi etc. Dacă adăugăm la aceste domenii geologice pe cele geofizice ca: seismologia, gravimetria, magnetometria, determinarea fluxului termic, ne dăm ușor seama că noile teorii înglobau toate ramurile disciplinelor despre Pământ, și ceea ce era cu totul nou pentru geoștiințe, ele ofereau o explicație unică, derivată

dintr-o imagine dinamică. Astăzi la nivelul cunoștințelor actuale, putem rezuma această imagine în felul următor: în interiorul globului au loc reacții de dezintegrare radioactivă care duc la o ridicare de temperatură ce creează transferuri de materie și care pun în mișcare suprafața (litosfera). Mișcarea părților ei componente, plăcile, determină tot ce cunoaștem ca fenomen geologic, ceea ce conferă noilor teorii caracterul de supremă generalizare, echivalent poate cu cea „teorie unitară a cîmpului” după care umblă fizicienii și pe care încă n-au găsit-o. Faptul că noile teorii înglobează toate domeniile geo-științelor a dus la crearea termenului de *tectonică globală*, ceea ce vrea să spună că este vorba de o disciplină care studiază globul ca arhitectură și dinamică (tectonică) și prin care toate disciplinele își găsesc o explicație (globală).

Nu este cazul, în această primă parte istorică, de a urmări toate implicațiile geologice ale tectonicii globale căci aceasta formează de fapt substanța părții în continuare. Nu ne putem opri însă a puncta cîteva momente și idei esențiale pentru a desăvîrși imaginea devenirii unei discipline și pentru a sublinia și mai mult caracterul de revoluție științifică pe care au declanșat-o noile teorii în ultimul deceniu.

Din păcate în cele ce urmează nu vom mai putea urmări strict o ordine cronologică deoarece descoperirile și teoriile referitoare la diferite discipline au apărut simultan și s-au dezvoltat de multe ori independent. Preferăm de aceea o expunere pe cîteva domenii cheie.

1. Procesele magmatice.

Plecînd de la ideea că materialele vulcanice din oceane au fost create în rifturile dorsalelor, *John Tuzo Wilson*, unul din primii adepți ai noilor teorii, a emis încă din 1963 ipoteza că și insulele vulcanice au aceeași origine, fiind însă purtate după formarea lor tot mai departe de rift. Ca atare, o insulă, cu cu cît se află mai departe de rift trebuie să fie mai veche. Studiind rocile diverselor insule vulcanice din Oceanul Atlantic și Indian din punct de vedere al vîrstei, el a constatat că ele sînt într-adevăr cu atît mai vechi cu cît sînt mai departe de dorsală (fig. 1.34). Făcînd raportul dintre vîrstă și distanță a ajuns la concluzia că viteza de deplasare a insulelor a fost între 2 și 6 cm pe an. De subliniat că aceasta a fost la vremea aceea prima determinare cantitativă a procesului de expansiune, intuit de Hess și Dietz dar pentru care aceștia nu au avut nici o indicație în ce privește ordinul de mărime.

În ce privește Oceanul Pacific, Wilson a constatat că insulele situate la vest de dorsala Pacificului de Est se dispun pe aliniamente orientate SE — NV și că în cadrul acestora, insulele situate mai la NV sînt mai vechi decît cele din capătul opus. Lucrul este bine vizibil la arhipelagul Hawaii în care doar Insula Hawaii are vulcani activi, celelalte, situate mai la NV, avînd vulcani stinși tot mai vechi. Sursa vulcanică nu mai este în acest caz pe o dorsală ci este reprezentată de un focar profund, situat în manta, și peste care a alunecat fundul oceanic în mișcarea lui divergentă față de dorsală. Focarul a furnizat deci de-a lungul timpului material cu care s-au edificat insule vulcanice care, pe măsură ce au fost deplasate, au devenit inactive. Trena de insule vulcanice este în astfel de cazuri cu atît mai lungă cu cît focarul a fost mai mult timp activ. Cu această ipoteză Wilson anticipa în 1963 o importantă idee ce se va impune după 1970,

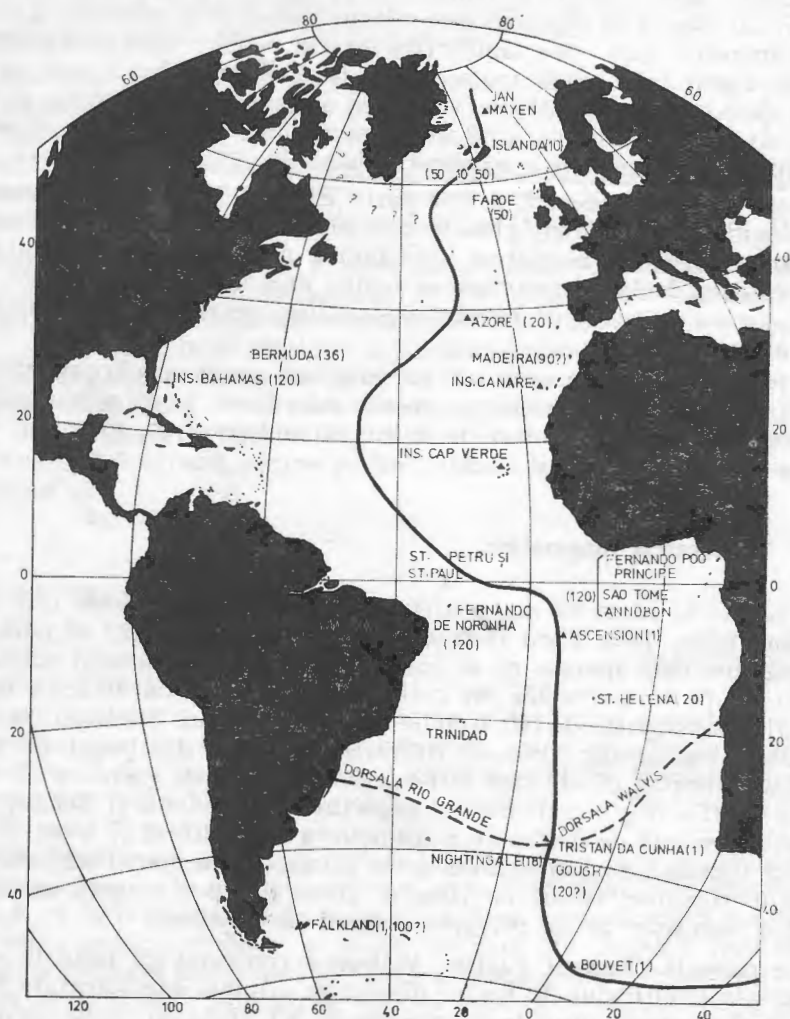


Fig. 1.34 — Vîrsta celor mai vechi roci (în milioane de ani) din diversele insule ale Atlanticului. Vîrsta crește odată cu distanța de axa dorsalei. Cu triunghiuri sînt notate insulele cu vulcani activi (După Wilson, 1963).

aceea a panașelor de manta. Este cu atât mai amuzant de amintit că lucrarea în care el expunea teoria privind geneza insulelor Hawaii a fost trimisă spre publicare importantei reviste *Journal of Geophysical Research* care a propus „respingerea deoarece nu conține date noi, nu are matematică și este în dezacord cu vederile curente” ! Ea a apărut ca atare într-o revistă canadiană.

Deplasarea insulelor este un caz particular prin care magmatismul este legat de expansiunea oceanică. Această legătură s-a dovedit a fi însă cu mult mai puternică prin faptul că însăși geneza magmelor și diferențierea lor și-au găsit explicații noi, perfect în acord cu noua schemă dinamică.

Cea mai veche teorie asupra genezei magmelor presupunea existența în interiorul globului a unei reminiscențe incandescente din materia solară inițială. Această ipoteză a fost abandonată odată cu teoriile care presupuneau formarea Pământului „la rece”, din aglomerarea de materie interstelară. În acest caz magma nu se poate forma decât din topirea de roci cristaline de adâncime în urma unei încălziri de convecție. Această ipoteză presupunea ca atare formarea unor focare magmatice, situate fie în manta, fie în scoarță, locul de proveniență definind magme bazaltice sau, respectiv, granitice.

Teoriile asupra genezei magmelor, la început pur petrografice, au trebuit să se adapteze, începînd din anii '30, la noile elemente de cunoaștere privind geofizica globului, geochimia rocilor magmatice și rezultatele experiențelor de petrogeneză. Astfel *R. A. Daly*, care presupunea în 1935 că există sub scoarță o pătură bazaltică continuă în fuziune, a trebuit să abandoneze ideea deoarece datele geofizice, mai ales cele seismice, nu erau compatibile cu o astfel de structură, fiind nevoit să adopte ideea unei fuziuni locale a materiei de manta imediat sub scoarță. Totuși, în 1962 *R. Rittmann* a repus în discuție existența unei păături generale de bazalte viscoase pe considerentul că la o presiune mare viscozitatea magmei face ca viteza de transmisie a undelor seismice să fie mai mică decât cea de relaxare a magmei. Dar, ideea unei păături viscoase era deja admisă la vremea aceea tocmai de seismologi prin statuarea păturii de viteză redusă care va primi ulterior numele de astenosferă. În lumina tectonicii globale magma care iese prin rifturi ar fi rezultatul fuziunii complete a stratului bazaltic viscos din astenosferă.

A doua problemă importantă pe care o ridică studiul magmelor este aceea a diferențierii lor, adică a derivării, dintr-o magmă primară, a unui mare număr de roci care însă se înrudesesc din punct de vedere geochimic. În această privință încă din 1890 Brögger și apoi în 1892 Iddings au arătat că trebuie distinse două serii de magme, alcaline și subalcaline denumite și calco-alcaline, respectiv alcali-calcice sau non-alcaline. *W. O. Kennedy* a presupus în 1933 că aceste serii reprezintă magme primare pe care le-a denumit serie tholeiitică (subalcalină) și serie bazalt-olivinică (alcalină). În ce privește proveniența lor, el considera că sub continente există la baza crustei două păaturi distincte, una inferioară de natură bazalt-olivinică și alta superioară, tholeiitică, fiecare generînd magme corespunzătoare (fig. 1.35 a). Rocile intrusive de tip granitic au fost puse de Kennedy pe seama topirii parțiale a rocilor sialice, aproximativ în sensul actual de palingeneză.

La cele două tipuri primare de magme ale lui Kennedy, *C. E. Tilley* a adăugat în 1950 un al treilea tip, de bazalte deosebit de bogate în alumina, denumite de aceea magme puternic aluminoase. Bazîndu-se și pe date experimentale, Tilley, împreună cu *H. S. Yoder* au presupus că diferitele serii de magme bazal-

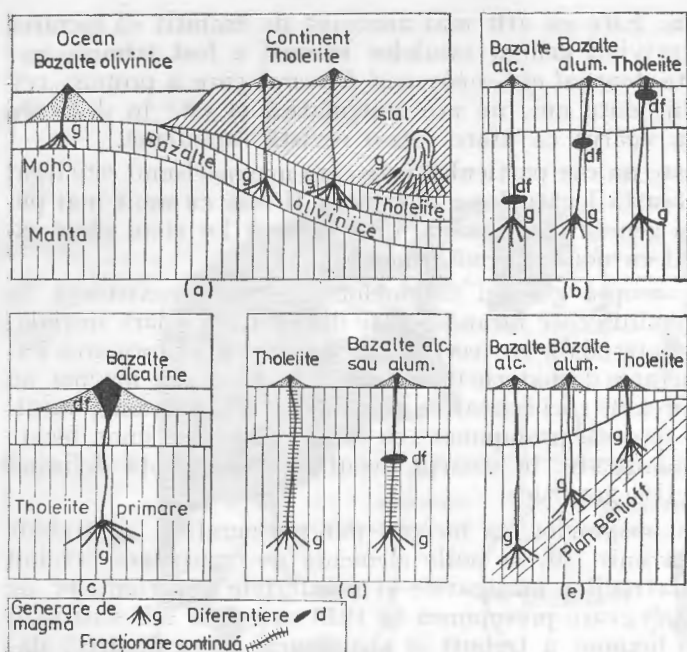


Fig. 1.35 — Diverse ipoteze pentru geneza magmelor. (a) Locul de generare al magmelor se află la diferite adâncimi, conform ipotezei lui Kennedy; (b) Magma primară vine de la aceeași adâncime dar suferă diferențieri la diferite adâncimi, după ipoteza lui Yodder și Tilley; (c) După Engel magma tholeiitică primară suferă o diferențiere doar în momentul erupției; (d) O' Hara crede că fracționarea continuă sau întreruptă de o diferențiere determină caracterul magmei; (e) Pentru Kuno caracterul magmelor depinde de adâncimea de la care provin (După Wyllie, 1971).

tice sînt derivate dintr-o singură magmă primară, cea tholeiitică, specifică mantaiei superioare și că din ea derivă celelalte în funcție de temperatură (fig. 1.35 b). Astfel, în vulcanii în care ascensiunea se face rapid, diferențierea are loc aproape de suprafață și toate rocile vor fi de natură tholeiitică. Dacă diferențierea are loc la partea superioară a mantalei sau în stratele inferioare ale scoarței, rocile vor fi de tipul celor puternic aluminoase. Este ușor de văzut că în această ipoteză nu mai este vorba de mai multe tipuri de magme primare, ci de unul singur, din care derivă celelalte.

În aceeași idee au mai fost emise și alte ipoteze. Astfel în fig. 1.35 (c) este ilustrată părerea lui A.E. J. Engel care consideră că magma tholeiitică suferă diferențieri și transformări doar în partea superioară a scoarței, în momentul erupției, iar în fig. 1.35 (d) părerea lui M. J. O'Hara care presupune că magma tholeiitică rezultă dintr-o fracționare continuă a topirii de peridotit de manta, după cum celelalte două tipuri rezultă dintr-o fracționare parțială cu diferențiere încă în manta.

Am lăsat la urmă ipoteza lui H. Kuno căci ea este direct legată de procesele statuate de tectonica globală. După cum se vede (fig. 1.35 e), cele trei tipuri de magme bazaltice sînt puse pe seama adâncimii de la care provin, și deci a presiunii existente în locul de origine. Or, adâncirea treptată este determinată de procesul de subducție, deci de alunecarea treptată a unei plăci litosferice sub alta, cu topirea treptată a ei, și depinde de adâncimea la care are loc topirea ca magma rezultată să fie de un tip sau altul. Ideea aceasta, emisă de Kuno în anul 1959, este argumentată de el cu datele pe care le furnizează magmatismul insulelor japoneze. În fig. 1.36 (a) este dată distribuția tipurilor de lave emise de vulcanii cuaternari din care reiese că magmele alcalibazaltice sînt cantonate la vest iar cele tholeiitice la est. Punînd alături harta adâncimilor hipocentrelor din

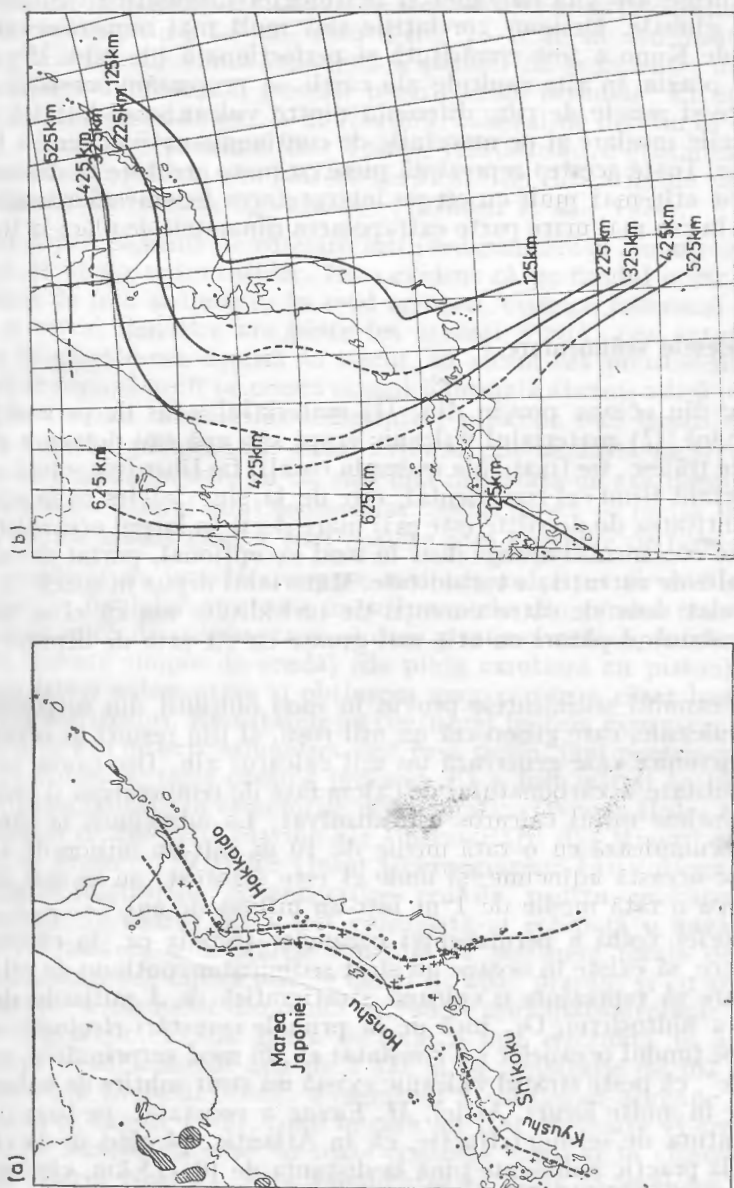


Fig. 1.36 — (a) Distribuția vulcanitelor cuaternare în Japonia și partea de est a Asiei. Cu cercuri, bazele tholeiitice; cu cruce, bazele aluminosae; cu puncte, bazele olivinice alcaline; (b) Variația adâncimii medii a focarelor seismice în aceeași zonă. Cele două fenomene se corelează prin admiterea unui plan Benioff, generator al seismelor și al magmelor (După Kuno, 1967).

aceeași zonă (fig. 1.36 b) rezultă o perfectă concordanță, de unde concluzia, că există o corelație între adâncimea planului Benioff și tipurile de magmă, și prin aceasta relația dintre procesul de subducție și petrogeneză.

Schema prezentată mai sus este doar un exemplu de modul în care își găsesc principalele probleme ale vulcanologiei și petrologiei magmatice răspunsuri în cadrul tectonicii globale. Desigur, corelațiile sînt mult mai numeroase și chiar schema propusă de Kuno a fost combătută și perfecționată (de pildă Miyashiro, 1974). Vom avea ocazia, în alte capitole ale cărții, să prezentăm corelația dintre ofiolitele oceanice și zonele de rift, diferența dintre vulcanismul bazaltic și cel andezitic în arcurile insulare și pe marginile de continente active, geneza batolitelor granitice etc. Toate acestea reprezintă piese cu mare greutate în dosarul tectonicii globale, cu atît mai mult cu cît pe interpretarea fenomenelor magmatice se bazează astăzi în cea mai mare parte extrapolarea dinamicii de plăci la trecutul geologic.

2. Procesele sedimentare.

Sedimentele din oceane provin din: (1) materialul adus de pe continente de către râuri și vînt, (2) materialul vulcanic erupt sub apă sau deasupra apei și (3) organisme ce trăiesc, fie fixate (de exemplu corali) fie liber (plancton). Aportul cel mai important fiind cel continental, este de la sine înțeles că în apropierea țărmurilor cantitatea de depozite este mai mare decît în largul oceanelor unde materialul detritic continental ajunge doar în mod excepțional, purtat de curenții de apă dar mai ales de curenții de turbiditate. Materialul depus în zonele centrale oceanice este erodat doar de către curenții de turbiditate așa că el se acumulează treptat, constituind pături cu atît mai groase cu cît rata de depunere este mai mare.

În largul oceanului sedimentele provin în mod obișnuit din suspensii fine terigene și praf vulcanic, care generează un mîl roșu, și din resturi de organisme microscopice planctonice care generează un mîl calcaros alb. Din cauza particularităților de stabilitate a carbonatului de calciu față de temperatură și presiune, la o anumită adîncime mîlul calcaros este dizolvat. La adîncimea la care este încă stabil el se acumulează cu o rată medie de 10 m într-un milion de ani. În zonele ce depășesc această adîncime, și unde el este dizolvat, nu se mai depune decît mîlul roșu cu o rată medie de 1 m într-un milion de ani.

Conform teoriei vechi a permanenței oceanelor trebuia ca, în ciuda ratei scăzute de depunere, să existe în oceane un strat sedimentar continuu de cel puțin 3 km grosime care să reprezinte o coloană stratigrafică de 3 miliarde de ani, vîrsta presupusă a hidrosferei. Or, încă de la primele cercetări efectuate asupra sedimentelor de pe fundul oceanelor s-a constatat că, în mod surprinzător, acestea sînt foarte „curate”, că peste stratul vulcanic există un strat subțire de sedimente, strat care lipsește în multe locuri. Astfel, *M. Ewing* a constatat, pe baza datelor obținute cu aparatura de seismo-refracție, că în Atlantic, plecînd de la creasta dorsalei, nu se află practic sedimente pînă la distanța de 10—15 km, cînd acestea apar brusc cu o grosime de 40—50 m. Ele se îngroașă apoi foarte puțin cu distanța pînă la circa 400 km, cînd prezintă un nou salt brusc de grosime. Imaginea aceasta este simetrică, de cele două părți ale dorsalei. Ewing, la început adversar al teoriei expansiunii oceanelor, a fost obligat să admită în 1963 că singura expli-

cație posibilă pentru acest fenomen este tocmai expansiunea, ajungînd la concluzia că mecanismul de depunere a sedimentelor oceanice este următorul: crusta oceanică este formată în rift prin consolidare continuă de lave bazaltice și este purtată apoi distal. Pe ea se depun prin decantare sedimente care acumulîndu-se cu o rată extrem de mică, nu sînt detectabile decît pe un fund oceanic de o vechime mare. Un simplu calcul teoretic arată că la viteza de expansiune de 1 cm/an a Atlanticului, la distanța de 10 km de axă se află scoarța oceanică formată acum 10 milioane ani, timp în care s-au depus 1—10 m de sedimente, strat greu de detectat seismic. Grosimea crescîndă a păturii de sedimente, distal față de axa dorsalei, este un fenomen general pentru toate oceanele. El este complicat de factori locali cum ar fi zonele de fractură, relieful de detaliu al dorsalei, modificări în viteza de expansiune etc. Totuși, relația dintre grosimea sedimentelor și procesul de expansiune este perfect verificată de ridicările de detaliu, cum ar fi cea realizată de Dorsala Reykjannes (Talwan et al., 1971).

Al doilea element de corelare între sedimentare și fenomenul de expansiune este dat de vîrsta sedimentelor. Este evident că pe fundul oceanelor se depun în momentul de față sedimente în mod omogen, ceea ce înseamnă că pătura superioară a stivei detritice are peste tot aceeași vîrstă, cea actuală. Sub pătura aceasta se găsește cea depusă în trecut, să zicem cea pleistocenă, or aceasta nu putea să se depună decît pe crusta oceanică formată atunci, adică pe cea mai veche decît pleistocenul, după cum sedimentele pliocene s-au depus numai pe crusta formată anterior pliocenului. Acest raționament ne arată că stivele sedimentare sînt cu atît mai complete cu cît sînt mai depărtate de axa dorsalei, baza lor variînd ca vîrstă. Primul strat sedimentar, depus direct pe rocile bazaltice născute în rift, indică așadar cînd a luat naștere acea porțiune de fund oceanic.

Considerațiile teoretice expuse mai sus au putut fi verificate cu ajutorul sondajelor și forajelor efectuate în sedimentele din fundul oceanelor. Avînd în vedere rata mică de sedimentare, și deci grosimea redusă, lucrîndu-se la început doar cu aparate simple de sondaj (de pildă carotiera cu piston) s-a reușit străpungerea stivei sedimentare și obținerea unor carote a căror bază ajungea la începuturile terțiarului. Rezultatele au confirmat ipoteza expansiunii. Pentru zonele depărtate de axa de expansiune era însă prea puțin, fapt pentru care a fost pus la punct un sistem de foraj oceanic profund. El a fost inițiat în 1964 de grupul de instituții specializate în cercetările oceanografice (Woods Hole, Lamont, Scripps, și Institutul de cercetări marine ale Universității din Miami) și a demarat sub numele de Proiectul JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling = Instituțiile oceanografice reunite pentru probarea profunzimilor Pămîntului). În cadrul lui a fost concepută și echipată o navă, „Glomar Challenger”, dotată cu o instalație capabilă să efectueze foraje de cîteva sute de metri adîncime, sub cîteva mii de metri de apă, precum și cu ample laboratoare de prelucrare a carotelor din punct de vedere micropaleontologie, sedimentologic, chimic și geofizic. Prima gaură de foraj a fost efectuată în august 1968 și a avut, după o adîncime de apă de 2 832 m, o penetrație de 762 m în depozitele cuaternare ale Golfului Mexic. Programul a continuat aproape fără întrerupere 7 ani (pînă în august 1975), timp în care au fost efectuate 44 croaziere și au fost forate 394 locații, dispuse în toate oceanele lumii și în cîteva mări interioare (de pildă Marea Neagră). Prin ameliorarea tehnicii de foraj s-a reușit depășirea adîncimii de apă de 4 000 m, iar penetrația maximă în subsolul oceanului a fost de 1 412 m. În urma strălucitelor succese raportate, programul JOIDES s-a inter-

naționalizat în 1975, transformându-se în IPOD (International Project of Ocean Drilling), la el luînd parte, cu fonduri, echipament științific, nave anexă și oameni, S.U.A., Marea Britanie, U.R.S.S., Franța, R.F. Germania și Japonia. În iunie 1978 nava „Glomar Challenger“ era la a 450-a croazieră, la cea de a 800-a locație, iar recordul de penetrație era de 1 750 m.

Forajele efectuate de pe „Glomar Challenger“ au reprezentat pentru cunoașterea umană un salt extraordinar și din anumite puncte de vedere chiar mai mult decît istoricele zboruri Appolo la Lună. Prin ele au fost stabilite repere precise de istorie geologică, au fost evidențiate procese necunoscute și evenimente pînă atunci ignorate. Este greu a trece măcar succint în revistă toate acestea, dar nici nu este cazul căci ele vor apare pe parcursul cărții. Să reținem pentru acest paragraf consacrat noutăților în domeniul cunoașterii proceselor sedimentare doar cîteva concluzii mai spectaculoase.

Studiul depozitelor sedimentare a permis o mai bună determinare a procesului de expansiune în trecutul geologic. Urmărindu-se modul în care crește vîrsta stratului de la baza stivei sedimentare în funcție de distanța de la axa dorsalei, s-a putut preciza rata de expansiune pentru diferitele momente ale istoriei geologice. În acest sens de exemplu s-a constatat că în Oceanul Pacific, în zona din apropierea ecuatorului, în intervalul eocen inferior — miocen mediu mișcarea a fost de 8—13,3 cm/an, după care a intervenit o rotație spre nord a plăcii respective și viteza a scăzut la jumătate. În Oceanul Atlantic în același interval de timp expansiunea a fost constantă, de 1—4 cm/an.

Rata de expansiune a putut fi corelată și cu grosimea formațiunilor sedimentare. Plecînd de la considerentul că la o viteză de expansiune mică există timp suficient ca să se acumuleze un pachet mare de sedimente, în timp ce la o viteză mare stratul acumulat este mai mic, cercetătorul *W.G. Berggren* de la Woods Hole a construit o scală (fig. 1.37) pe baza analizei unui mare număr de cazuri, în care este determinată viteza de expansiune în funcție de grosimea

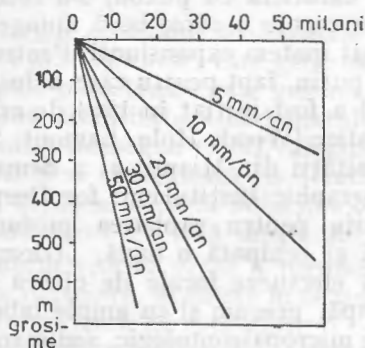


Fig. 1.37 — Raportul dintre durata de sedimentare și grosimea sedimentelor în funcție de viteza de expansiune (După Berggren, 1972).

într-un foraj a unui strat de o anumită vîrstă. Aplicarea acestei scale a evidențiat faptul că viteza de expansiune a variat mult în cadrul aceleiași bazin oceanic și chiar pentru același loc în decursul timpului.

Studiul grosimii sedimentelor a mai relevat un fapt cu totul surprinzător. Am amintit anterior că pe primii 10—15 km de la axa dorsalei spre margini există un strat foarte subțire de sedimente care apoi crește brusc la o grosime de 50 m. Grosimea crește în continuare foarte puțin pe sute de kilometri, deși în

mod normal pătura sedimentară ar trebui să fie tot mai groasă spre margini. Pe de altă parte, din pătura sedimentară ce acoperă fundurile oceanelor s-a văzut că partea inferioară este întotdeauna cea mai groasă, indiferent de vârsta ei. Aceasta înseamnă că întotdeauna, în decursul istoriei geologice, sedimentarea cea mai activă a avut loc în două fîșii, situate simetric la o oarecare distanță de axa de expansiune și că pe măsură ce placa s-a mișcat, fundul oceanic a primit o cantitate tot mai mică de sedimente. Fenomenul acesta nu și-a găsit încă o explicație.

Tot pe baza datelor obținute din foraje a putut fi desenată o hartă foarte precisă a fundurilor oceanice. Luîndu-se ca reper stratul sedimentar din bază, care stă pe pătura vulcanică născută în rifturi, și care definește ca atare vîrsta plăcii oceanice, a putut fi elaborată pentru prima dată o hartă geologică completă a mapamondului în care numai continentele ci și bazinele oceanice au înscris culorile convenționale pentru vîrstele geologice (fig. 1.38). Faptul cel mai remarcabil care rezultă din ea este inexistența unui strat sedimentar mai vechi

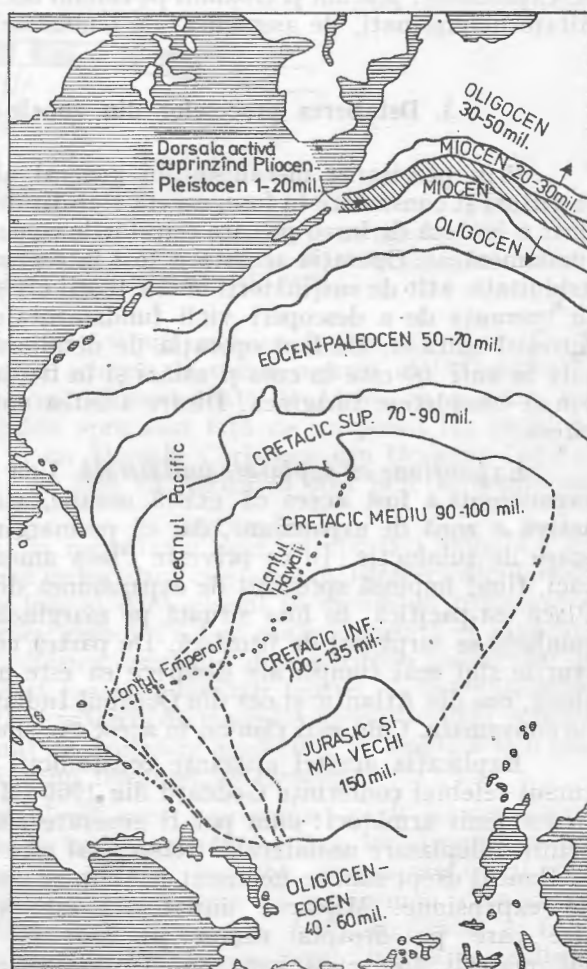


Fig. 1.38 — Schiță de hartă geologică a Pacificului de Nord cu datarea primului strat sedimentar depus pe fundamentul bazaltic (După Fischer, 1970).

decît jurasicul, ceea ce arată că nu există crustă oceanică mai veche, ea fiind consumată în procese de subducție. Este concluzia la care se ajunsese și din interpretarea anomaliilor magnetice.

În sfîrșit unul din succesele de seamă ale studiului depozitelor oceanice cu foraje de adîncime a fost elaborarea unei scări stratigrafice mai complete decît cea obținută din studiul depozitelor de pe continente, mult mai lacunare datorită proceselor tectonice care le-au adus la suprafață precum și eroziunii. În fundul oceanelor, unde păturile sedimentare au rămas aproape nederanjate și unde sedimentarea a fost continuă, s-au putut stabili etaloane paleontologice complete, cu delimitări precise între unitățile biostratigrafice și cu stabilirea vîrstelor absolute prin corelare cu anomaliile magnetice. Carotele extrase au permis corelarea diverselor repere paleontologice cum ar fi cele oferite de foraminifere, radiolari, nanoplancton, spor-polen etc. Urmărirea biostratigrafică a suitelor sedimentare oceanice a permis punerea în evidență a unor fenomene cum ar fi: întreruperi în sedimentare datorită modificărilor de direcție a expansiunii, sau a schimbării ratei de expansiune, precum și eroziuni pe fundul oceanelor datorită curenților de turbiditate determinați, de asemenea, de fenomene dinamice de mare amplitudine.

3. Detalierea proceselor din zonele de expansiune.

Prin precizarea mecanismului general al dinamicii plăcilor, cu acrețiune în rifturi și consumare în fose, nu era stabilit decît un cadru general, era enunțată doar o ipoteză de lucru pe care cercetările concrete trebuiau să o detalieze și să o fundamenteze. Operația aceasta a fost întreprinsă începînd din 1965, cu tot atîta asiduitate, atît de susținătorii noilor teorii cît și de denigratorii lor, cei din urmă în speranța de a descoperi vicii fundamentale care să facă să se prăbușească întregul edificiu. De fapt operația de detaliere a structurilor conceptuale enunțate în anii '60 este în curs și astăzi și în fiecare moment apar noi elemente care vin să completeze imaginea. Dintre acestea vom reține în cele ce urmează doar cîteva.

Expansiune cu deplasare unilaterală. Una din obiecțiile majore aduse teoriei expansiunii a fost aceea că există oceane, cum ar fi Atlanticul, în care este activă o zonă de expansiune, dar că pe margini nu există și zonele corespunzătoare de subducție. În ce privește Placa americană explicația este mai simplă căci, fiind împinsă spre vest de expansiunea din dorsala atlantică, ea trece peste Placa est-pacifică, în fosa situată pe marginea continentului sud-american consumîndu-se surplusul de litosferă. De partea cealaltă însă, a Plăcii africane, lucrurile sînt mai complicate deoarece ea este mărginită de două zone de expansiune, cea din Atlantic și cea din Oceanul Indian, fără ca între ele să existe o zonă de consumare. Cum mai rămîne în acest caz simetria expansiunii?

Explicația acestei aparante contradicții a fost dată de H.W. Menard în cursul celebrei conferințe Goddard din 1966 (Menard, 1967) unde a pus problema în termenii următori: cum pot fi generate simetric anomalii magnetice liniare printr-o deplasare unilaterală? Răspunsul este dat în fig. 1.39 în care se observă că flancul drept rămîne nemișcat în timp ce spre stînga se deplasează însuși axul de expansiune. Mișcarea unilaterală este vizibilă: (1) după fișile magnetice care pe dreapta rămîn pe loc: (2) după axa care furnizează riftului materiei topite și care se deplasează cu o rată de expansiune spre

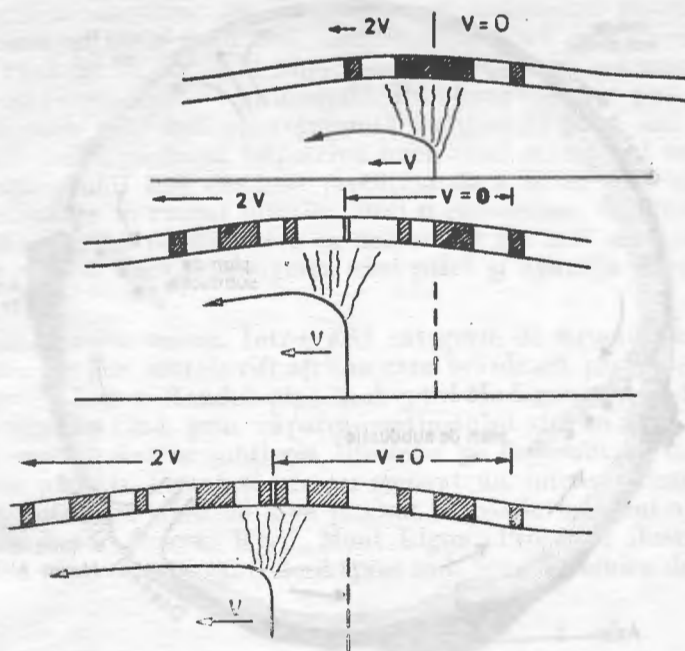


Fig. 1.39 — Formarea anomaliilor magnetice simetrice cu un flanc fix. Riftul însăși se deplasează cu $2V$ spre stînga în timp ce flancul drept rămîne pe loc (După Menard, 1968).

stînga și (3) după fișile magnetice din stînga care se deplasează spre stînga cu o rată dublă aparentă. Aplicînd schema în cazul concret al Atlanticului de Sud înseamnă că riftul „s-a împins” el însuși față de Africa cu o rată, iar America a alunecat cu o rată dublă spre vest față de un punct fix pe glob. Un fenomen similar se întîmplă și cu Dorsala Carlsberg din Oceanul Indian, care se deplasează spre est, ceea ce face ca Africa să stea practic nemișcată față de un punct fix pe glob.

Considerațiile de mai sus duc la necesitatea unei interpretări globale a fenomenului de expansiune, pentru a se vedea dacă creșterile de litosferă din dorsale sînt compensate de resorbițiile din fose și dacă globul în ansamblu păstrează o circumferință constantă. Expansiunea globului a fost mult discutată și invocată pentru explicarea derivei, iar *B.C. Heezen*, unul din descoperitorii sistemului de dorsale oceanice credea în 1959, deci înaintea lansării teoriei expansiunii oceanice, că dorsalele sînt o consecință a măririi diametrului terestru. Prin schema din fig. 1.40 se vede că mecanismul de deplasare a plăcilor nu implică și o mărire a globului terestru, acesta fiind un fenomen independent.

Triplele joncțiuni. O altă problemă care a preocupat mult pe cercetători a fost aceea a proceselor ce au loc la întîlnirea a trei plăci, loc denumit triplă joncțiune. După ce *A.D. Raff* atrăsese atenția, în 1968, asupra mecanicii relativ complicate ce derivă din bifurcarea unei zone de expansiune, ceea ce înseamnă de fapt întîlnirea a trei plăci, toate în acreție, *D.P. McKenzie* și *W.J. Morgan* au analizat în mod exhaustiv, în 1969, toate posibilitățile de întîlnire a trei plăci. Ei au ajuns la concluzia că există 16 posibilități de întîlnire a rif-

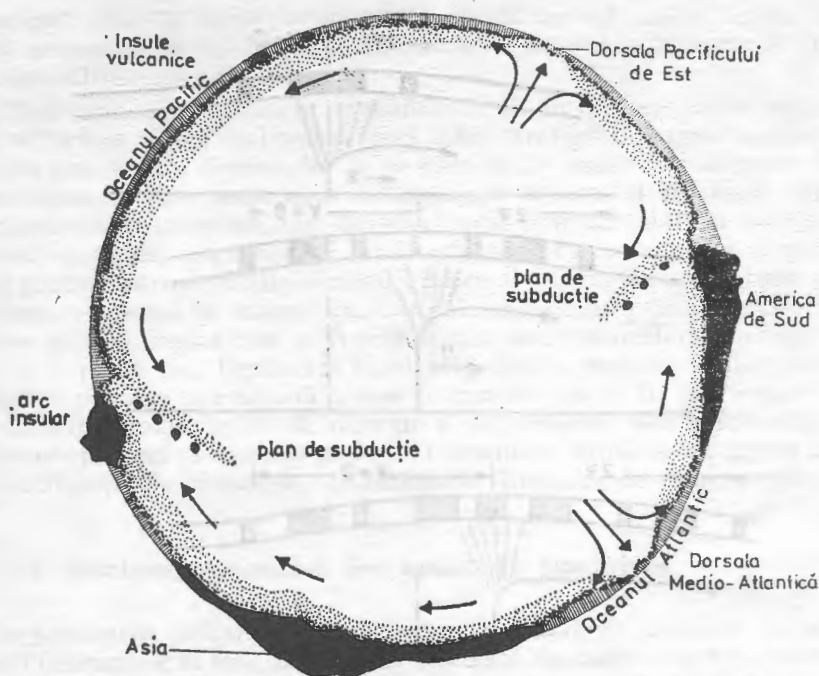


Fig. 1.40 — Secțiune transversală prin glob din care rezultă că ceea ce ia naștere în două dorsale (atlantică și pacifică) se consumă pe cele două părți ale Pacificului (După Uyeda, 1972).

turilor (R), foselor (F) și faliilor transformate (T). Din îmbinarea acestor tipuri de margini de plăci unele sînt instabile deoarece însăși geometria lor dinamică arată că punctul de întîlnire nu poate rămîne pe loc (de exemplu tipul FFF), în timp ce altele sînt stabile (de pildă tipul RRR). Din cele 16 tipuri posibile doar vreo 6 se întîlnesc în sistemul dinamic actual (de exemplu FFT pe falia San Andrea, sau FFR pe Dorsala Carlsberg) dar nu este exclusă posibilitatea ca și celelalte tipuri să fi funcționat în trecutul geologic.

Rifturile continentale. Procesele de rifturi au format obiectul unor studii detaliate care au avut ca scop descifrarea mișcărilor ce au loc în ele și a modului în care sînt puse în loc masele bazaltice. Domeniile cercetate au fost multiple, atenția concentrîndu-se mai ales asupra seismicității, fenomenelor magnetice, condițiilor termice și a petrologiei rifturilor. Nu intrăm în detalii deoarece ele vor forma substanța capitolelor următoare, amintim aici doar cîteva din direcțiile de cercetare mai deosebite abordate.

Pentru a surprinde „pe viu” mecanismul expansiunii din rifturi, cercetătorii s-au adresat structurilor ce apar pe continente și care sînt asimilabile rifturilor oceanice. Cunoscute în trecut sub numele pur descriptiv de grabene, ele s-au dovedit a fi elemente dinamice active, fapt pentru care au fost denumite *rifturi continentale*. O primă categorie de structuri de aceste tip cuprinde grabenul Rinului, cel al Lacului Baikal și depresiunea în care se găsește valea Iordanului și Marea Moartă. Comună acestor structuri este forma de depresiune alungită, efect al unei distensii active în trecut, ce se manifestă și acum cu

rate de ordinul milimetrilor sau diviziunilor de milimetru, pe an. În al doilea rând ele prezintă un soclu sialic bine definit, chiar dacă este uneori subțiat, iar în al treilea rând ele au cunoscut până recent o activitate vulcanică, explicabilă tocmai prin subțierea crustei continentale. Problema care s-a pus pentru aceste rifturi continentale este dacă ele reprezintă margini de plăci sau nu. Existența fundamentului sialic pledează împotriva unei atari accepțiuni iar rata extrem de mică a expansiunii lasă deschisă problema dacă nu se plasează în limitele tensiunilor existente în cadrul plăcilor, deci o expansiune de „întindere”, intra-placă. Nu este exclusă posibilitatea ca aceasta să fie însă semnul unui început de disjunctie care să ducă la spargerea unei plăci și apariția unei zone de acrețione.

Rifturile oceanice emerse. Într-o altă categorie de structuri continentale de expansiune trebuie pus. marele rift african care brăzdează partea estică a Africii, de la Strîmtoarea Bab-el-Mandeb pînă în dreptul Madagascarului. El și-a început existența în miocen cînd, prin crăparea continentului african a început un proces de distensie care a dus la subțierea litosferei pe dedesubt și la invazia magmelor. Ajunse pînă la suprafață ele au generat un intens vulcanism ale cărui mărturii sînt puternice stive de lave precum și marile înălțimi ale Africii, masivele Kilimandjaro, Kenya, Kivu, Mont Elgon. Procesul, ilustrat de schema din fig. 1.41 a progresat dinspre nord spre sud. Spre deosebire de rifturile con-

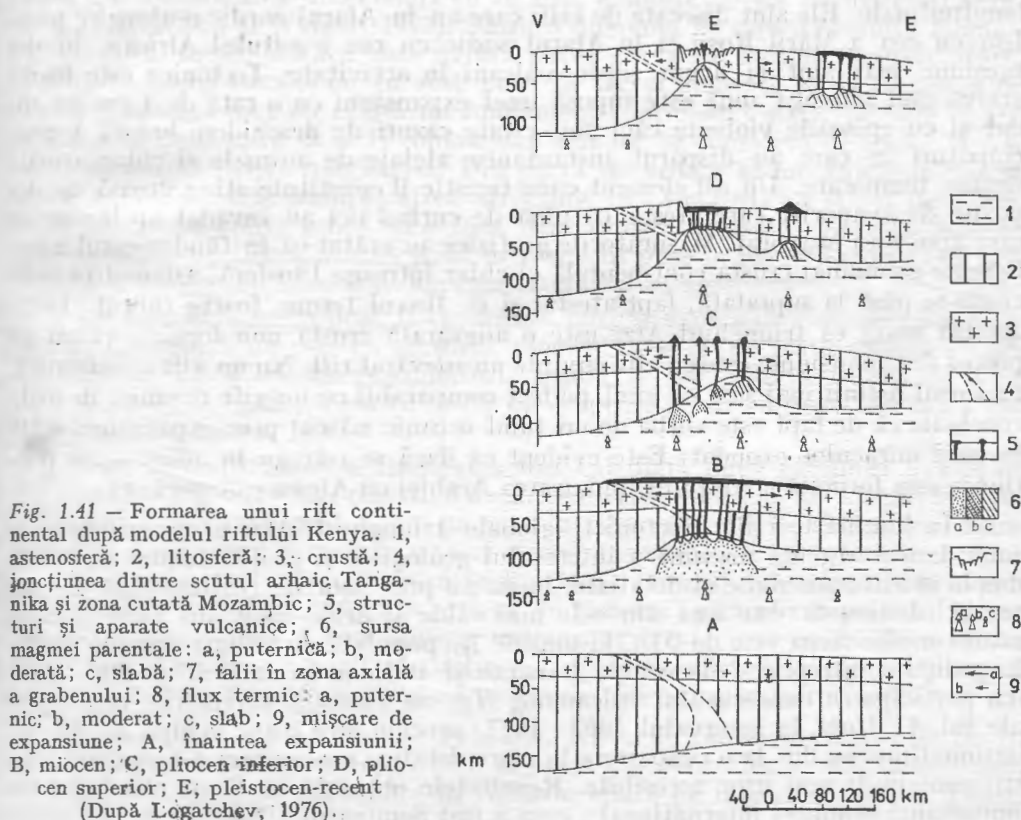


Fig. 1.41 — Formarea unui rift continental după modelul riftului Kenya. 1, astenosferă; 2, litosferă; 3, crustă; 4, jonțiunea dintre scutul arhaic Tanganika și zona cutată Mozambic; 5, structuri și aparate vulcanice; 6, sursa magmei parentale: a, puternică; b, moderată; c, slabă; 7, falii în zona axială a grabenului; 8, flux termic: a, puternic; b, moderat; c, slab; 9, mișcare de expansiune; A, înaintea expansiunii; B, miocen; C, pliocen inferior; D, pliocen superior; E, pleistocen-recent (După Logatchev, 1976).

tinentale menționate anterior, aici expansiunea este mai mare, de ordinul milimetrilor pe an iar crusta sialică este subțiată pînă aproape de dispariție, fapt pentru care se consideră că riftul african corespunde unei adevărate margini de placă separînd o Placă somaliană (Africa de est + Insula Madagascar + Oceanul Indian pînă la Dorsala Carlsberg) de Placa africană propriu-zisă, denumită și Placa nubiană.

Pe de altă parte se știe că Dorsala Carlsberg pătrunde din Oceanul Indian în Golful Aden și se continuă în Marea Roșie, separînd Africa de Arabia. Este vorba de un sistem de rifturi care au început să separe cele două continente în oligocen. Arabia face în dreptul Strîmtorii Bab-el-Mandeb un unghi convex de 90° iar platourile înalte ale Africii un unghi similar dar concav. Dacă încercăm să îmbucăm Arabia în Africa constatăm că potrivirea nu este posibilă căci rămîne o porțiune în suplimet, o zonă triunghiulară cunoscută sub numele de zona Afar, care se sprijină cu o latură pe terminația sudică a Mării Roșii și terminația vestică a Golfului Aden și pătrunde cu celelalte două laturi în lungul riftului african. Asupra Afarului a atras atenția încă în 1915 Wegener, dar în 1967 o expediție franco-italiană a pus în evidență cîteva fapte extrem de particulare. Astfel s-a constatat că este vorba de o depresiune foarte joasă, cu porțiuni care se află sub nivelul mării, că ea este delimitată prin escarpamente de mai bine de o mie de metri înălțime față de platourile africane mărginașe și că este constituită din stive puternice de lave provenind din fisuri emise longitudinale. Ele sînt disecate de falii care au în Afarul nordic o alungire paralelă cu cea a Mării Roșii și în Afarul sudic cu cea a riftului African. În depresiune mai sînt și acum șapte vulcani în activitate. Tectonica este foarte activă căci întreaga zonă este supusă unei expansiuni cu o rată de 1 cm pe an, dar și cu episoade violente căci sînt citate cazuri de deschidere bruscă a unor crăpături în care au dispărut instantaneu atelaje de animale și chiar așezări umane temporare. Un alt element caracteristic îl constituie stiva groasă de depozite de evaporite care atestă că pînă de curînd aici au invadat apele marine care apoi s-au evaporat. Măsurătorile geofizice au arătat că în fundamentul zonei lipsește nu numai crusta continentală ci chiar întreaga litosferă, astenosfera ridicîndu-se pînă la suprafață, fapt atestat și de fluxul termic foarte ridicat. Toate acestea arată că triunghiul Afar este o adevărată crustă nou formată printr-un proces de expansiune, este cu alte cuvinte un adevărat rift. Nu un rift continental, în sensul definit mai sus, ci unul perfect comparabil cu un rift oceanic, de unde concluzia că de fapt este vorba de un fund oceanic născut prin expansiune, aflat în mod miraculos exondat. Este evident că dacă se retrage în adînc toată porțiunea nou formată a Afarului, îmbucarea Arabiei cu Africa este perfectă.

În lumina teoriilor tectonicii globale triunghiul Afar a devenit brusc o zonă de convergență maximă a interesului geologilor și geofizicienilor ceea ce a dus la studii numeroase și detaliate, lucru nu prea ușor de realizat dacă se ține seamă că aceasta este una din cele mai calde și aride zone din lume (temperatura medie iarna este de 51°C la umbră !), populată de triburi nomade ostile. Expedițiile întreprinse de echipe franceze și italiene în intervalul 1967—1973 (cu participarea cunoscutului vulcanolog *Haroun Tazieff*), cercetările persistente ale lui *A. Mohr* în intervalul 1962—1977, precum și a altor echipe de diferite naționalități au dus la o cunoaștere în mare detaliu, așa cum nu s-a realizat pentru zone mult mai ușor accesibile. Rezultatele obținute au făcut obiectul unor importante reuniuni internaționale, cum a fost Seminarul UNESCO de la Nairobi

din 1956, Simpozionul internațional Afar de la Bad Bergzabern din R.F.G. (Pilger și Rosler, 1976), sau Simpozionul internațional dedicat riftului african de la Moscova din 1971 (Girdler, 1972).

• Descoperirea riftului emers din Afar a venit să se adauge unei cunoștințe mai vechi de acest fel, Islanda. Încă de la identificarea dorsalei medio-atlantice și a dinamicii riftului central s-a spus că Islanda nu este decât o porțiune emersă din acest rift, dar afirmația trebuia controlată în lumina achizițiilor recente ale tectonicii plăcilor. Cercetări de acest fel au început în 1965 și ele au dus la descoperirea unor elemente structurale semnificative. Astfel măsurătorile geomagnetice au relevat anomalii simetrice longitudinale rezultate din inversarea polarității cîmpului magnetic, situate perfect în prelungirea celor detectate pe Dorsala Reykjanes (Piper, 1971). Apoi au fost cartate pînzele de lave ce edifică insula și care s-au dovedit a prezenta aceeași simetrie, avînd vîrste absolute tot mai mari cu cît sînt mai depărtate de zona de rift. Aceasta se prezintă ca o depresiune alungită, cu versanții ca escarpamente în trepte și a cărui talpă este brăzdată de fisuri lungi, strîmte și adînci, dispuse în culise, denumite *gjas* și care rezultă din dislocarea prin tracțiune laterală a crustei vulcanice deja consolidate. Ele au fost și locul unor emisiuni de lave fisurale (Ward, 1971). Un alt element interesant a fost descoperirea unui mare număr de dyk-uri, dispuse paralel cu riftul și care însumate reprezintă un volum considerabil (5 km grosime orizontală). Ele nu se explică decât prin procesul de expansiune care a dus la formarea unor fisuri ce au fost umplute de jos cu material magmatic (Bodvarsson și Walker, 1972). Singura diferență pe care o prezintă Islanda față de riftul medio-atlantic este natura puțin diferită a rocilor eruptive. Într-adevăr, în afara bazaltelor au fost puse în loc și andezite și dacite, greu de explicat deoarece aici nu există un fundament continental sialic pe care să-l fi străbătut și de la care să se fi contaminat magma. Se consideră de aceea că este vorba de o diferențiere fracționată. Din punct de vedere al mecanicii de punere în loc a lavelor, este semnificativă structura în „sinclinal” a stivei de lave, adică înclinarea convergentă spre zona depresionară centrală. Aceasta este un efect al subsidenței continue în zona în care sînt puse în loc noile venituri de lave și care, după consolidare, sînt împinse lateral și în sus.

Un fapt încă neexplicat îl constituie poziția exondată a acestui fragment de rift. Exondarea nu este un accident momentan căci pe toată grosimea însumată de 10 km a lavelor ce constituie insula se pot observa resturi de vegetație și nivele lateritice, ceea ce arată că erupțiile ce au edificat insula au fost totdeauna subaeriene.

Rata de expansiune a Islandei a fost calculată după grosimea dyk-urilor și vîrsta absolută a lavelor, rezultînd o mărire de 200—400 cm în ultimii 3—5000 ani, ceea ce înseamnă doar 5 mm pe an. În intervalul 1967—1972 a fost întreprinsă și o măsurare directă a vitezei de expansiune cu o aparatură extrem de precisă (laser cu heliu-argon) de către R. Dacker. Rezultatul a indicat o expansiune de 7 cm pe an, valoare extrem de ridicată, perturbată probabil de un eveniment brusc cum a fost erupția vulcanului Hekla intervenită în acel răstimp. Dar acest fapt a venit să confirme o ipoteză emisă de geologi, că expansiunea în rifturi nu este continuă ci un proces episodic, în salturi.

====
Cercetare directă a rifturilor submerse. Rifturile continentale și cele de tip oceanic emerse nu au putut oferi pînă la urmă cercetătorilor o imagine completă a ceea ce se întîmplă realmente în rifturile aflate pe fundul oceanelor. Pentru

descifrarea acestei enigme nu mai rămâne decât o soluție, coborîrea omului pe fundul oceanului pentru a analiza lucrurile „la fața locului”. Această sarcină și-au asumat-o cercetătorii francezi și americani care au inițiat și realizat proiectul FAMOUS (French-American Mid-ocean Under sea Study) în anii 1963 și 1964.

Ei au utilizat trei submersibile („Arhimede”, „Cyana” din partea franceză și „Alvin” din cea americană) cu care au cercetat riftul medio-atlantic din zona insulelor Azore și o falie transformată adiacentă. Au fost întreprinse 51 coborîri, la aproape 3000 m adîncime, unde cercetătorii au petrecut 228 ore făcînd observații, 23 000 fotografii, înregistrînd pe bandă magnetică prin televiziune 100 ore de imagini și prelevînd din 167 puncte 2 t de roci. Nu este cazul a enumera aici remarcabilele rezultate obținute, unele din ele fiind inserate în continuare în diversele secțiuni ale cărții. Deși prelucrarea datelor este încă în curs, pînă acum au apărut cîteva importante publicații (două volume ale *Buletinului Societății americane de geologie*), precum și o pasionantă carte a conducătorilor echipei franceze, *Claude Riffaud și Xavier Le Pichon*, (1976) în care este relatată această extraordinară aventură de cunoaștere. Amintim doar că din cercetarea directă a fost stabilit un model morfologic, tectonic și vulcanologic, putînd fi observate diverse tipuri de falii, foliații, moduri de închegare a lavei sub formă de pilow-lava etc. O descoperire într-adevăr senzațională a fost aceea a unor minereuri hidrotermale, legate de procesele din rift și care au confirmat descoperiri anterioare făcute în Marea Roșie.

Afarul și Islanda reprezintă rifturi actuale, dinamice, emerse în chip surprinzător. S-a pus întrebarea dacă nu există însă, undeva pe glob, un caz de rift fosil, activ cîndva suboceanic dar pe care mișcările tectonice să-l fi scos la zi. Vom vedea mai departe că aproape toate marile acumulări de ofioloite sînt considerate a avea această origine, dar în toate cazurile ele au suferit mari transformări ceea ce face imposibilă recunoașterea în ele a unei dispoziții simetrice de tipul celei de pe fundul oceanului. Această cu o excepție, singurul loc din lume cunoscut pînă acum unde se pot identifica formele primare ale unui rift. Este vorba de masivul Troodos din Insula Cipru unde există o dispunere simetrică a bazaltelor, din punct de vedere petrografic și paleomagnetice, și o revelatoare anomalie gravimetrică, așa cum au arătat primii în 1963 *I.G. Gass și D. Masson-Smith* interpretînd această structură în termenii tectonicii de expansiune. Revelatoare este în masiv și dispunerea mineralizațiilor care au venit să confirme un model metalogenetic al tectonicii plăcilor.

4. Detalierea proceselor din zonele de subducție.

Spre deosebire de zonele de expansiune, care în configurația dinamică actuală a globului au cîteva locuri unde apar la zi fiind exondate și unde ca atare pot fi studiate direct, zonele de subducție sînt toate situate adînc sub apele oceanelor, constituind chiar punctele de maximă adîncime a acestora. Un studiu direct este ca atare mult mai dificil, dar nu imposibil. După ce în 1960 batiscaful „Trieste” a lui *B. Piccard* a atins la 10 910 m în fundul fosei Marianelor avînd la bord pe fiul inventatorului, *Jacques Piccard*, iar batiscaful „Arhimede” a atins 9 800 m în fosa Japoniei, și după succesul înregistrat de operațiunea FAMOUS, în momentul de față este în curs explorarea cu ajutorul submersibilelor a unor fose mai puțin profunde. Dar cunoașterea zonelor de subducție nu poate

veni de la acest tip de cercetări căci procesele dinamice din fose nu au loc la suprafața fundului oceanic ci adânc sub el, acolo unde placa subdusă este rețopită și încorporată mantalei. Ca atare principalul efort trebuie depus pentru cunoașterea caracteristicilor geofizice mai detaliate a planelor Benioff și a structurilor geologice pe care le generează. La aceasta se adaugă o posibilitate de studiu pe care zonele de expansiune nu o oferă, aceea a examinării directe a vechilor zone de subducție aflate astăzi exondate în lanțurile orogenice. Este o metodă pur geologică căci operează pe o dinamică încremenită în structuri ce și-au pierdut caracteristicile geofizice, dar în momentul de față efortul cercetătorilor se îndreaptă spre posibilitatea de a pune în acord imaginea dinamică dedusă din astfel de structuri vechi, cu cea actuală, în curs de desfășurare, reflectată de parametrii geofizici.

Prima cale de abordare a mecanicii zonelor de subducție, cea actualistică, a generat studii extrem de diversificate ca problematică. Ideea de bază de la care trebuie plecat este aceea că zonele de subducție sînt cele în care există o distrugere de litosferă asimetrică prin alunecarea unei plăci sub alta. Dacă placa de deasupra poartă un ocean în locul de subducție, expresia la suprafață este un *sistem fosă-arc insular*, iar dacă ea poartă un continent, este un *sistem fosă-cordilieră*. Dacă placa care se subduce poartă un ocean, alunecarea are loc nestînjenit și placa, care vine ca un corp rece, pătrunde în astenosferă încălzindu-se treptat pînă ce își pierde identitatea fiind resorbită. Dacă placa subdusă poartă un continent, subducția este stînjenită din cauza flotabilității continentului (masa sialică este mai puțin densă decît cea a crustei oceanice), rezultatul fiind o structură extrem de complicată dar nu o subducție.

Din cele de mai sus rezultă că distrugerea litosferei prin subducție este rezultatul unei ciocniri, a unei coliziuni între două plăci, cu consecințe morfologice foarte diverse. Mecanismul este însă unic și poate fi raportat la o singură determinantă, răcirea plăcii ce vine caldă dinspre zona de acrețiune și pierderea identității ei prin plonjonul în astenosferă.

Efectul termodinamic. Procesul de bază al subducției fiind de natură termodinamic este explicabil de ce un mare număr de lucrări, elaborate mai ales după 1968, au avut ca scop determinarea regimului termic al plăcii care coboară și găsirea unui model dinamic adecvat. Printre autorii care și-au cîștigat notorietatea în acest domeniu trebuie amintiți D.D. McKenzie, E.R. Oxburgh, D.L. Turcotte, J.W. Minear și M.N. Toksöz.

În elaborarea unui model matematic al condițiilor termice ale plăcii ce coboară s-a plecat de la presupunerea că ea este un corp rece ce pătrunde într-un mediu izoterm cald (astenosfera) care îi cedează neconținut căldură, întîrziind echilibrarea termică. Modelul astfel conceput de McKenzie nu este însă în acord cu un fapt concret, valorile de flux termic din zona unui arc insular. Din fig. 1.42 (a) se observă că în dreptul fosei curba de flux termic scade, prezentînd o pantă similară cu a planului Benioff, determinat seismic, apoi crește brusc și rămîne mult timp cu un palier ridicat pînă departe de marginea de întîlnire a plăcilor. Acest fapt arată că, pe parcursul pe care are loc subducția, este generată căldură în plus, care dealtfel se manifestă la suprafață prin apariția magmelor care edifică un lanț vulcanic, caracteristic tuturor zonelor de subducție. Pentru a se explica prezența lanțului vulcanic s-a spus la început că placa care

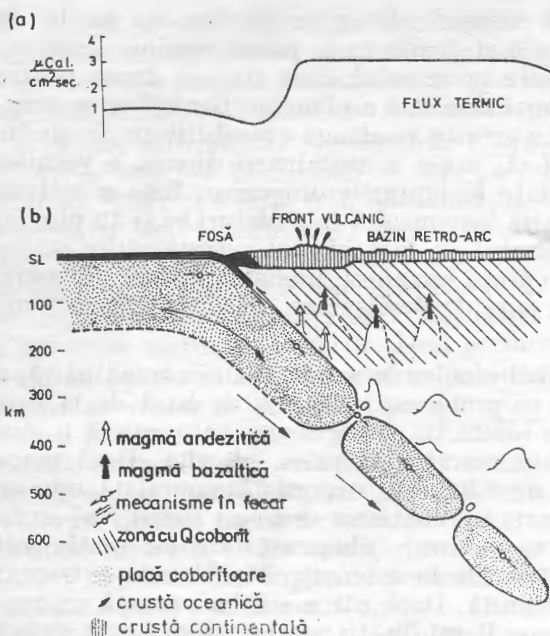


Fig. 1.42 — Procesele dintr-un arc insular. (a) Curba de flux termic; (b) Generarea magmelor în lungul plăcii care se subduce și formarea unui bazin retro-arc (După Oxburgh și Turcotte, 1968).

coboară ajunge la temperatura astenosferei, se topește și topitura iese la suprafață. Explicația este insuficientă căci aceasta ar însemna că peste tot la adâncimea de 500—700 km, la care ajunge placa, există condiții de topire și ca atare peste tot ar trebui să găsim vulcani. Concluzia este că în procesul de subducție există o sursă de căldură în plus. Ea a fost pusă de unii autori pe seama frecării pe care o exercită fața superioară a plăcii care se subduce, la care se mai adaugă un surplus rezultat din schimbări de fază în domeniul mineralogic (trecerea olivinei în spinel și respectiv, la nivelul petrografic, al bazaltului în eclogit) (fig. 1.42 b). Alți autori sînt însă de părere că explicația aceasta nu este suficientă căci, dacă transferul de căldură generată astfel se face numai prin conducție, ar fi necesari peste 100 milioane de ani pentru a ajunge la suprafață. De aceea ei presupun existența unei convecții secundare care face ca transferul de căldură să fie mult mai rapid.

Procesele seismice. Înainte de a vedea implicațiile pe care le aduce admiterea unei convecții secundare, să examinăm pe scurt al doilea aspect important al procesului de subducție, cel seismic. Frecarea plăcii subduse de cea superioară duce la acumularea unor tensiuni care se rezolvă prin cutremure. Studiul acestora a permis determinarea hipocentrelor și prin aceasta definirea planelor Benioff ca suprafețe de discontinuitate ce generează seismele. Studiul mecanismelor în focar a confirmat realitatea fenomenului de subducție, prin poziția vectorului de mișcare care este descendent pe placa subdusă. În sfîrșit, cu ajutorul vitezei de propagare a undelor au fost determinate zonele în care plăcile sînt supuse unei forțe de compresie sau de tensiune, determinîndu-se astfel solicitările la care sînt supuse. Din numeroasele studii, extrem de detaliate, efectuate în zonele de fose din fața arcurilor insulare și a cordilierelor, reținem spre exemplificare doar

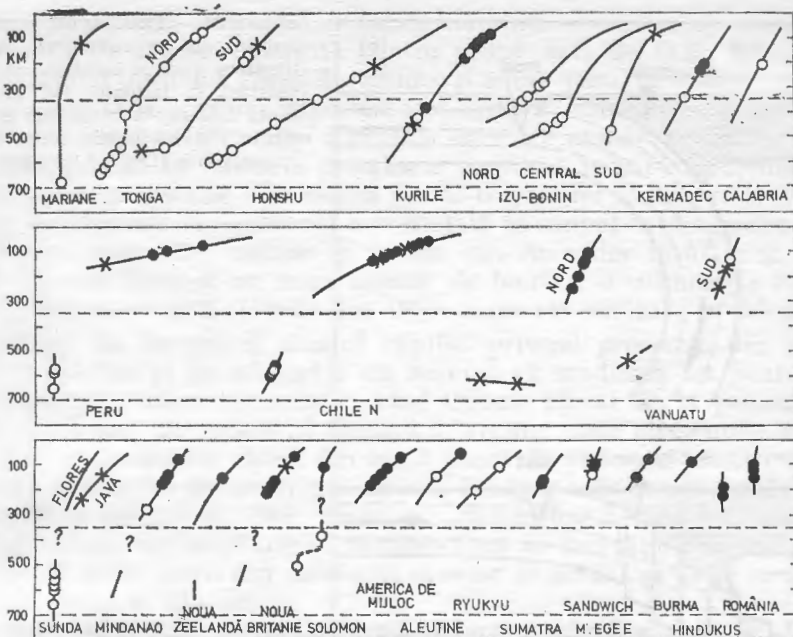


Fig. 1.43 — Poziția planelor Benioff din toate zonele de subducție seismic active astăzi. Axul de stress este reprezentat prin linii înclinate pe care cercurile goale reprezintă un stress de dilatare iar cele pline un stress de compresie. Liniile arată aproximativ lungimea, adâncimea și lacunele zonelor seismice (După Oliver et al., 1973).

figura 1.43 în care sînt sintetizate datele pentru toate zonele de subducție actuale și în care se observă înclinarea planului de subducție (planele Benioff) și natura solicitărilor din litosferă.

Mecanica subducției. A treia problemă care a reținut în mod deosebit atenția cercetătorilor a fost modul în care are loc, din punct de vedere mecanic, îndoirea și resorbția plăcii subduse. În fig. 1.44 sînt prezentate, în viziunea lui L. Lliboutry (1969) două ipoteze în ce privește modul în care o placă rigidă, orizontală, ajunge să alunece sub alta. În cazul de sus este vorba de o îndoire plastică, în cel de jos de o rupere cu forfecare pe falii verticale, cel din urmă fiind confirmat de soluțiile în focar ale seismelor de mică adîncime din zona arcurilor insulare. În ce privește resorbția, și asupra acestui proces s-au făcut numeroase speculații, unele din posibilități fiind prezentate în fig. 5.79. Este vorba de distorsia plăcii subduse cînd întâlnește o rezistență, dezmembrarea ei prin resorbție în astenosferă sau dezmembrarea ei prin detașarea unor porțiuni, toate cazuri puse în evidență de diferite seisme profunde.

Geneza magmelor. A patra problemă pe care o ridică mecanismul de subducție este cel al genezei magmelor și a proceselor care duc la edificarea lanțurilor vulcanice ce însoțesc zonele de consumare a litosferei. Am amintit anterior dificultatea de a se găsi sursa suplimentară de căldură care să ducă la topirea unei plăci care de fapt este mai rece decît mediul în care se mișcă și care nu este în stare de fuziune. Această sursă suplimentară de căldură poate să fie o explicație pentru geneza magmelor, la care se adaugă și altele. Rezumînd, putem

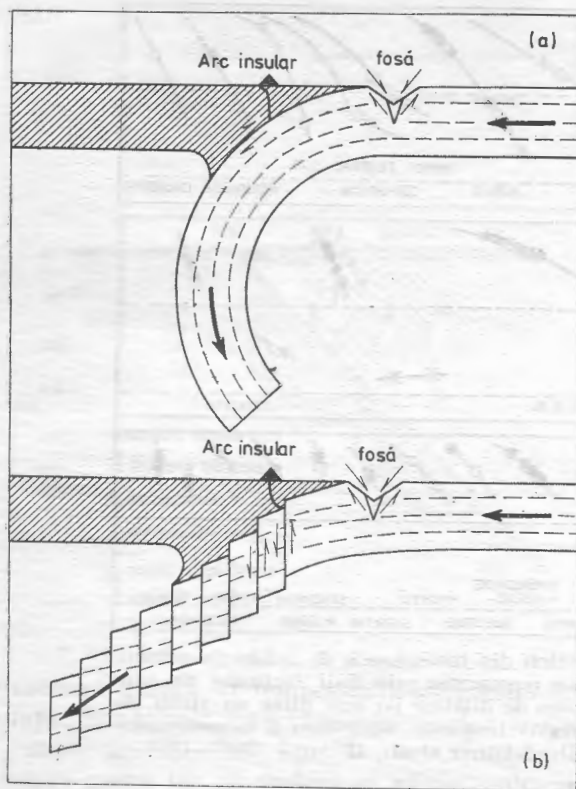


Fig. 1.44 — Două ipoteze privind modul în care se comportă în adâncime litosfera care se subduce. (a) Litosfera plastică se îndoaie; (b) Litosfera casantă este ruptă în trepte de falii verticale. Ultima ipoteză concordă cu datele seismice (După Lliboutry, 1969).

enumera următoarele procese: (1) căldura de fricțiune a plăcii care se subduce de cea superioară poate crea o ridicare de căldură suficientă pentru fuziunea ei; (2) prin declanșarea unor cutremure scade presiunea determinată de acumularea de tensiuni, ceea ce poate duce la scăderea temperaturii critice de topire; dacă placa se află la o temperatură apropiată de acest punct critic, coborîrea lui poate aduce placa la topire; (3) un curent secundar de convecție, ca cel postulat ceva mai înainte, poate duce la o intersecție a curbei adiabatice cu cea de topire, efectul fiind o fuziune; (4) la adâncimea de 400 km poate avea loc trecerea olivinei în spinel, transformare exotermică (circa 100 cal/cm^3) ceea ce poate ridica suficient temperatura pentru a duce la o topire; (5) deshidratarea litosferei din placa subdusă și migrarea apei în materialul de manta mai cald aparținând plăcii superioare poate duce la topirea parțială a acestuia. Toate aceste procese au fost amplu discutate, susținute sau combătute și din disputa în jurul lor reiese că geneza magmelor în zonele de subducție trebuie să fie un proces complex în cadrul căruia se îmbină mai multe mecanisme. Dată fiind importanța problemei din punct de vedere geologic vom reveni amplu asupra ei când vom aborda și o altă fațetă, modul în care rezultă din topirea unui material eminent bazic (crusta oceanică) o suită largă de roci, de la riolite la ande-zite și bazalte.

Bazinele marginale. Unul din aspectele morfologice caracteristice sistemului fosă-arc insular este o dispunere riguroasă a următoarelor elemente, dinspre placa care se subduce spre cea superioară: fosă—arc insular (compus dintr-un lanț

cutat urmat de un lanț vulcanic) — bazin marginal — continent. Această regularitate structurală a fost remarcată pentru prima dată de D.E. Karig în 1969 plecând de la arcul insulelor Tonga-Kermadec și a fost pusă pe seama unui proces de întindere progradă a plăcii superioare ca efect al subducției. Teoria a făcut carieră și a fost exploatată pentru a explica un mare număr de fapte, cum ar fi fluxul termic ridicat în bazinele marginale (explicat printr-o „expansiune” secundară cu aport magmatic din manta sau al convecției secundare amintită mai sus), starea de tensiune expansională manifestată în timpul cutremurelor, prezența a doua lanțuri vulcanice, extrem și intern etc. Arcurilor insulare și bazinelor marginale li s-au dedicat un mare număr de lucrări, o culminație fiind volumul lui A. Sugimura și S. Uyeda din 1973 consacrat exclusiv problemei.

Orogeneza. La începutul acestui capitol privind procesele din zonele de înfruntare a plăcilor și de subducție am amintit că studiarea lor poate fi abordată din punct de vedere actualistic, când trebuie plecat de la parametrii geofizici, sau din punct de vedere al dinamicii trecute, când elementele de plecare sînt datele strict geologice. Acest din urmă punct de vedere a intrat cu violență în conștiința geologilor la conferința anuală Penrose a Societății geologice americane ținută în decembrie 1969. Tema ei, „Semnificația noii tectonici globale pentru magmatism, sedimentație și metamorfism în lanțurile orogenice” a avut darul să scoată noile teorii din domeniul oceanic și actual și să le confrunte cu datele de pe uscat și din trecut.

Cea mai importantă comunicare s-a datorat geologilor John F. Dewey și John M. Bird, de la universitățile Cambridge și respectiv Albany (New York), care au precizat noțiunile și au sistematizat faptele, lucrarea lor fiind astăzi considerată clasică și fundamentală pentru interpretarea orogenezei în termenii tectonicii globale. Ei au distins patru tipuri de coliziune de placă în funcție de ceea ce suportă placa în locul de întîlnire, un ocean sau un continent. Diferența este esențială căci o placă ce poartă un continent nu poate să fie subdusă din cauza flotabilității masei sialice continentale, spre deosebire de o placă ce poartă un ocean și care poate fi subdusă.

În fig. 1.45 sînt prezentate diferitele tipuri de treceri de la crusta oceanică la cea continentală și situațiile posibile de coliziune de plăci. În 6 avem

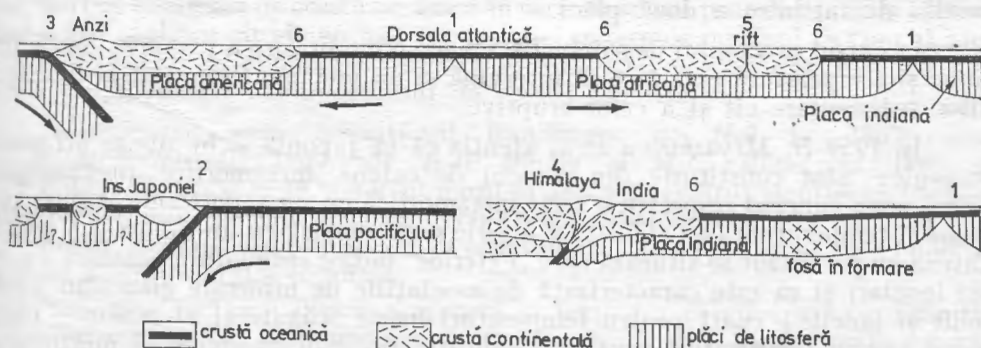


Fig. 1.45 — Tipuri de margini de plăci și de margini continentale. 1, margine de placă cu acreție; 2, margini de plăci cu subducție, ambele plăci purtînd oceane; 3, margini de plăci cu subducție, o placă purtînd un continent și cealaltă un ocean; 4, cicatrice rezultată din coliziunea a două plăci ce purtau continente; 6, margine continentală inactivă (nu este și margine de placă) (După Dewey și Bird, 1970).

cazul marginii continentale fără coliziune, care are deci loc pe o singură placă și care ca atare este o margine inactivă. În 3 coliziunea are loc între o placă ce suportă un ocean (stînga) și un continent (dreapta), rezultatul fiind un *orogen de tip andin*, cu un lanț cutat pe placa cu continent. În 2 coliziunea este între două plăci ce suportă oceane, rezultatul fiind un arc insular, eventual cu un bazin marginal în spatele lui. Este un *orogen de tip arc insular*, denumit și *orogen de tip pacific*. În 4 avem cazul coliziunii a două plăci care ambele poartă continente. Situația nu poate exista decît ca urmare a unei evoluții îndelungate în care o placă ce purta un ocean, și mai departe un continent, a tot fost consumată pînă ce a dispărut oceanul și a ajuns la margine continentul. Prin ciocnire cu continentul aflat pe placa superioară subducția nu a mai fost posibilă și procesul s-a stins dar din cauza acumulării în continuare a presiunilor exercitate de riftul alăturat 1 se va forma o altă fosă și locul de subducție se va muta. Vechea zonă de subducție s-a transformat însă într-un *orogen de tip himalaian* în care au fost îngrămădite formațiunile situate între cele două continente.

Dewey și Bird nu se opresc doar la aceste considerații de ordin general ci adîncesc procesele dinamice generate de ciocnirea plăcilor. Ele sînt de ordin magmatogen, metamorfic și sedimentologic, diferențiate pe cele trei tipuri de coliziuni. Deoarece consacrăm un larg capitol din carte relației dintre orogeneză și tectonica plăcilor nu mai insistăm, amintim doar direcțiile de cercetare pe care le-a generat această relație.

Statuînd faptul că un orogen este rezultatul unei coliziuni în care este implicată crusta oceanică, rezultă că în cadrul lui trebuie să se găsească elementele petrografice ale unei atari cruste. Faptul l-a dovedit R.L. Coleman de la U.S. Geological Survey care a comparat petrografic și chimic rocile bazice și ultrabazice ale crustei oceanice cu ofiolitele din zonele cutate ajungînd la concluzia că ele sînt identice. În felul acesta ofiolitele, recunoscute de mult timp ca fiind implicate în orogeneză dar al căror rol era încă neclarificat, își găsesc acum o explicație logică. Coleman, un deschizător de drumuri într-un domeniu care a cunoscut o neobișnuită afluență de lucrări, precizează de asemenea un nou termen, pe cel de *obducție*, care reprezintă încălecare a unei plăci ce suportă un ocean peste altă placă, și care face ca ofiolitele să apară suprapuse unor formațiuni de alt tip. Obducția este astfel opusul subducției și reprezintă o altă modalitate, este drept locală, de întîlnire a două plăci.

În cursul procesului de subducție are loc o modificare a parametrilor de presiune și temperatură care face să intervină și un metamorfism, atît al formațiunilor sedimentare cît și a celor eruptive.

În 1959 B. Miyashiro a atras atenția că în Japonia și în alte arcuri zonele orogenice sînt constituite din perechi de catene metamorfice (*metamorphic belts*), care cuprind respectiv o serie metamorfică cu un raport ridicat între presiune și temperatură (*p/t* ridicat) și o serie metamorfică cu un raport *p/t* scăzut. Catena cu *p/t* scăzut se situează spre „exterior” (adică spre latura oceanică a arcului insular) și ea este caracterizată de asociațiile de minerale glaucofan + lawsonit și jadeit + cuarț pentru temperaturi foarte scăzute și glaucofan + clinozoizit pentru temperaturi ceva mai ridicate. Faciesul acestei serii metamorfice este cunoscut sub numele de *blue shist facies* (faciesul șisturilor albastre) sau cel de faciesul șisturilor cu glaucofan și el a fost evidențiat de Miyashiro în 1953. La „interior” (adică spre bazinul marginal al arcului insular) se situează catena cu metamorfism de *p/t* scăzut în care mineralele critice sînt clorit-biotit-almandin-

-stauroilit-disten-sillimanit. *W.G. Ernst* a pus pentru prima dată în legătură această succesiune de catene metamorfice cu fenomenul de subducție arătând că în apropierea fosei, unde procesul dinamic al subducției este mai activ, se găsește faciesul de presiune ridicată în timp ce mai departe, odată cu coborîrea plăcii subduse la adîncime mai mare, faciesul reflectă creșterea temperaturii. Un argument în plus al fenomenului este asocierea faciesului de șisturi albastre cu ofiolite, provenind din crusta oceanică ce se subduce, în timp ce faciesul p/t scăzut este asociat cu intrusive granitice, corespunzînd unor condiții de palingeneză aflate adînc în manta. Evident, structurile generate în procesul de subducție devin accesibile unei examinări directe după ce întreaga catenă orogenică a fost exondată ca urmare a reechilibrării izostatice. Schema lui Ernst a fost preluată de toți adepții tectonicii globale, aceasta generînd o adevărată modă a studierii șisturilor cu glaucofan, după ce metamorfismul p/t scăzut acaparase aproape în exclusivitate interesul petrograților timp de cîteva decenii.

Un al treilea domeniu de cercetare, după ofiolite și metamorfismul de șisturi albastre, generat de interpretarea orogenezei în termenii tectonicii globale, a fost cel al sedimentologiei. Semnalul a fost dat de *K. Jingshwa Hsü* prin studiile dedicate unei formațiuni destul de ciudate dezvoltată pe coasta pacifică a Statelor Unite, la nord de orașul San Francisco și cunoscută sub numele de *formațiunea franciscană*. Ea este constituită în esență dintr-un amestec dezordonat (de unde și numele de *mélange*) de turbidite de fliș, roci ultrabazice și radiolarite. Turbiditele sînt considerate a fi fost depuse într-o fosă oceanică adîncă, materialul fiind însă de origine continentală. Ofiolitele, care cuprind roci bazice de fund oceanic (pillow-lave) și roci ultrabazice de adîncime, sînt considerate a proveni dintr-un rift unde au construit crusta oceanică. Radiolaritele sînt interpretate ca depozite de cîmpie abisală. Cum formațiunile de tip *mélange* sînt legate strîns de catenele cutate tinere, și ca atare de marginile de plăci în subducție, formarea lor a fost pusă pe seama procesului de subducție. În cursul acestuia sedimentele depuse pe crusta oceanică (stratul oceanic 1) sînt răzuite de către placa superioară, sînt amestecate cu sloiuri rupte din crusta oceanică (stratul 2) și cu depozite detritice aduse de curenții de turbiditate și depuse în fosă. Rezultatul este un facies sedimentar sălbatic (*Wildflysch*) în care apar fragmente triturate dar și pene mari de strate sau de crustă oceanică în care nu se mai poate face nici o ordine, cu atît mai mult cu cît ele au fost supuse unei puternice presiuni în timpul alunecării pe planul de subducție. Aceasta este dealtfel formațiunea care înregistrează cu predilecție metamorfismul de șisturi albastre.

Interpretarea dată formațiunilor franciscane de *Hsü* în 1967, apoi de *W. Hamilton* în 1969, de *E.H. Bailey* și *M.C. Blake* în 1969 și 1970 și de *W.G. Ernst* în 1970 a avut darul să aducă în centrul atenției tectonicienilor formațiunile de tip *mélange*, *Wildflysch*, *olistostrome* etc. care au fost interpretate, pe drept sau pe nedrept, ca semn sigur al unei paleo-zone de subducție, ca semn al unei margini de placă.

Stabilirea legăturii dintre orogeneză și tectonica plăcilor a scos definitiv pe geologi din inerția și indiferența cu care au privit pînă atunci noile cuceriri de cunoaștere, venite mai ales din fundul oceanelor și concretizate în date geofizice. Ofiolite, roci metamorfice, turbidite, *wildflysch*, erau noțiuni familiare geologilor obișnuiți cu cercetarea lanțurilor cutate și pentru care găseau acum noi formule de interpretare. Așa se face că începînd aproximativ din 1972 a început o vastă campanie de reinterpretare a datelor geologice clasice în lumina noilor

teorii. Rezultatul a fost o extraordinară proliferare a unor lucrări în care se încearcă să se identifice, prin analiza stratigrafică și structurală a succesiunilor de formațiuni vechi, semnele unor zone de acrețiune sau consumare a plăcilor, și prin aceasta, a evoluției geosinclinalelor. Scopul principal al unor astfel de cercetări este elaborarea unor modele stratigrafice și structurale a zonelor de subducție care să poată fi atașate tipurilor de margini de placă astfel că, în viitor, numai după secvențele de roci din catenele cutate să se poată deduce dinamica care le-a generat și să se reconstituie ambianța paleogeografică în care s-au format. Din păcate modelele căutate, care să aibă valoare generalizatoare, nu au fost găsite încă, deși deținem acum interpretări în termenii tectonicii globale a mai tuturor catenelor orogenice, alpine dar și mai vechi, a tuturor oceanelor și continentelor. Fără a nega dificultatea unei atari operațiuni și timpul relativ scurt scurs de la demararea acestui tip de cercetări, trebuie relevat faptul că operațiunea de aplicare a principiilor tectonicii globale la vechile structuri nu a fost realizată totdeauna cu seriozitatea necesară și că unii geologi au purces la drum ignorând sau cunoscând doar superficial fundamentele teoretice ale noilor concepții. Acest fapt creează anumite dificultăți în a separa ce este valoros de ce este diletantism dar, fără îndoială, anii ce vor urma vor elimina a doua categorie de lucrări, ce nu au avut decât ambiția de a se înscrie în modă, urmînd a se scrie cu cele din prima categorie adevărata istorie geologică a globului.

5. Mișcarea plăcilor la scara globului și cauza deplasării lor.

În capitolele precedente am urmărit modul în care teoria expansiunii oceanelor și a tectonicii plăcilor a cuprins treptat tot alte domenii ale geostiintelor devenind o teorie unică. Expunerea a fost însă parțială, referindu-se fie la un fenomen (vulcanism, sedimentare), fie la un teritoriu (zone de acrețiune și de consumare a plăcilor), fără a releva caracterul „global” al noii teorii. Vom suplini această lipsă în capitolul de față în care vom atinge de fapt problemele fundamentale ale tectonicii globale: modul în care trebuie analizată mișcarea plăcilor la scara globului, mecanismul ce determină mișcarea plăcilor și cauzele acestei mișcări.

Mișcări instantanee și mișcări finite! La sfîrșitul capitolului precedent am adus critici acelor cercetări care s-au grăbit să aplice unele noțiuni ale tectonicii globale fără să-i cunoască în întregime principiile. Una din cele mai flagrante încălcări a acestor principii este tocmai aceea că aplicarea ce trebuie să fie „globală” a fost făcută la scara intereselor regionale. Nu este suficient ca într-un loc, într-o secvență de o anumită vîrstă să se găsească o formațiune de tip *mélange* pentru a se construi din aceasta un orogen derivat dintr-o coliziune de plăci, ci trebuie în mod implicit analizată situația pe glob pentru a se găsi, pentru acel moment, zona de expansiune cu care să se închidă circuitul. Și tot așa, orice zonă ofiolitică nu poate fi atribuită unei zone de expansiune dacă nu este găsită și zona de consumare simultană a plăcii. Acest fapt face necesară studierea geometriei globale de mișcare a plăcilor, pentru fiecare moment din trecutul globului căruia vrem să-i atribuim anumite evenimente geologice. Ea este realizabilă cu ajutorul cîtorva principii de mecanică și geometrie sferică ce permit rezolvarea tuturor problemelor de mișcare a unor suprafețe pe o sferă. Am amintit anterior contribuția celor care au pus bazele acestei metode: *McKenzie* și *Parker* în 1967,

Le Pichon în 1968, Morgan în 1968. Ea a fost perfecționată și amplificată de atunci, principiile ei teoretice fiind expuse sintetic de Le Pichon în tratatul din 1973 (Le Pichon, Francheteau, Bonin, 1973).

Un prim fapt de relevat în legătură cu cercetările de acest tip este deosebirea. ce trebuie făcută ca metodologie între situația actuală pe care o prezintă globul, ca distribuție și mișcare a plăcilor, și situațiile din trecut. Într-adevăr, sistemul cinematic actual poate fi abordat considerând mișcările ca fiind infinitezimale, tratând deci tendința de deplasare a plăcilor ca mișcări instantanee ale unor corpuri rigide pe o sferă. Aceasta impune cunoașterea unor parametri pentru care Le Pichon indică metodele de determinare. Acești parametri sînt: viteza relativă de mișcare, direcția relativă de mișcare și viteza relativă angulară instantanee între două plăci. Aplicînd diverse metode de determinare a acestor elemente, Le Pichon stabilește ansamblul cinematic, exprimat cifric, pentru mozaicul actual de plăci.

Din datele geologice rezultă însă clar că plăcile s-au mișcat în trecut cu mai mult decît o cantitate infinitezimală, fapt pentru care metoda de abordare a tectonicii actuale cu ajutorul mișcărilor instantanee nu mai este operantă, iar legile cu care se compun deplasările infinitezimale nu mai pot fi aplicate. Problema care se pune este aceea de a găsi metoda cu ajutorul căreia să se descrie deplasări mari ale plăcilor pe o sferă, să se aplice plăcilor rotiri succesive și să se compună aceste mișcări. Este vorba deci de a elabora o cinematică a unor mișcări finite. Pentru a se putea aplica o teorie riguroasă a mișcării plăcilor este de aceea necesară cunoașterea pe deplin a parametrilor de rotație, dificultate majoră cînd vrem să aplicăm teoria plăcilor litosferice la evenimente din trecutul geologic. Așa de exemplu, să luăm în considerare trei plăci, A , B , C , aflate în mișcare relativă. Dacă mișcarea relativă dintre AB și respectiv AC este o rotație finită în timpul T în raport cu un pol unic, elementele care vizualizează mișcarea (direcția falilor transformante și rata de expansiune) vor rămîne neschimbate. În ciuda acestui fapt, parametrii de rotație (polul și unghiul de rotație) ai deplasării plăcii B în raport cu C se vor schimba neconținut în timpul T , ceea ce se traduce în termeni geologici prin modificarea expansiunii între ele, ca direcție și ca viteză, prin schimbarea direcției falilor transformante precum și a direcției și vitezei de subducție. Or, în general în lucrările de tectonică în care se încearcă reconstituiri geologice prin intermediul teoriei plăcilor, se admite o constanță a mișcării relative, aceasta pentru a se scăpa de dificultățile geometrice pe care le pune o tratare riguroasă a evoluției plăcilor ca mișcări finite. Evident, procedeul poate duce la erori, fapt pentru care este necesară aplicarea în toate cazurile a unei metode prin care să se descrie mișcările plăcilor ca rotații finite. O teorie a rotațiilor finite a fost elaborată de J. Francheteau (1970), iar consecințele geologice au fost relevate de J.F. Dewey (1975).

Mecanismul prin care are loc mișcarea plăcilor. După ce a înregistrat succese remarcabile în explicarea unor complexe fenomene dinamice pe bază descoperirii unor riguroase structuri geometrice, problema importantă pe care o avea de rezolvat tectonica globală era aceea a cauzelor ce determină punerea în mișcare a plăcilor și mecanismul prin care are loc mișcarea. În ambele probleme au fost emise mai multe ipoteze dintre care vom enunța aici doar cîteva. Începem cu cea de-a doua problemă, aceea a mecanismului propriu-zis.

În fig. 1.46 sînt schematizate patru ipoteze. În fig. 1.46 (a) este prezentat un model în care astenosfera plastică este animată de un curent de convecție dinspre rift spre fosă. În această mișcare placa rigidă litosferică de deasupra este

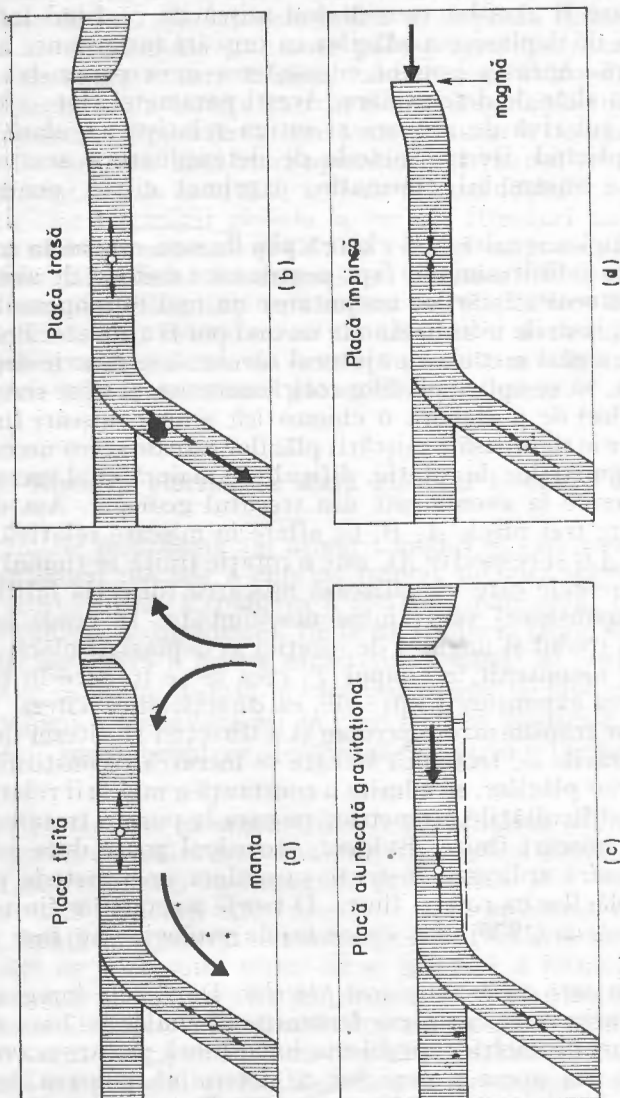


Fig. 1.46 — Mecanisme posibile ce determină mișcarea plăcilor: (a) Placă tirată; (b) Placă trasă de greutatea porțiunii ce se subduce; (c) Placă ce alunecă gravitațional din zona mai ridicată a dorsalei; (d) Placa este împinsă lateral de forțele ce se dezvoltă în zonele de expansiune (După Wyllie, 1971).

tirită, ceea ce determină în tot lungul ei forțe de tensiune. În fig. 1.46 (b), deși în placă sînt prezentate tot numai forțe de tensiune, mecanismul este derivat dintr-un efect termic și anume, pătrunderea plăcii listosferice reci în astenosfera mult mai caldă prin subducție. Placa rece fiind mai densă „cade” în astenosfera mai puțin densă, partea încovoiată trăgînd după ea tot restul. Tot pe un efect termic, dar de altă natură, se bazează și mecanismul din fig. 1.46 (c). Placa ce ia naștere în rift este la început foarte caldă, răcindu-se treptat pe măsură ce se depărtează. Prin răcire ea se contractă, fapt care duce la o diferență de altitudine, extrem de mică (pantă de $1/3\ 000$) dar suficientă ca să aibă loc un fenomen de alunecare gravitațională. Efectul este generarea unor forțe de compresie în lungul întregii plăci. În sfîrșit, în fig. 1.46 (d) mecanismul este pur mecanic și derivă din împingerea plăcii începînd din rifturi de către magma care pătrunde de jos. Împingerea generează tot numai forțe de compresie.

Toate aceste mecanisme au fost supuse unor analize detaliate, uneori matematice, dovedindu-se că ele nu furnizează o explicație mulțumitoare. Așa de exemplu mecanismului de „tragere” prin greutate în fose i se poate obiecta că o placă mică este mai ușoară decît una mare și deci mai grea, ceea ce ar trebui să ducă la viteze diferite de mișcare, ori se observă o dependență a vitezelor de mărimea plăcilor. Tot așa se poate demonstra matematic că forța de împingere a magmei în rifturi nu este nici pe departe suficientă pentru a explica expansiunea. Pe de altă parte, mecanismele în focar al cutremurelor de pe planele Benioff indică atît forțe de compresie cît și de extensie, ceea ce nu este compatibil cu nici unul din mecanismele propuse. Toate acestea arată că în procesul real de mișcare a plăcilor mecanismele de mai sus se îmbină și că ele sînt de fapt rezultatul unor cauze mai profunde și mai generale.

Curenții de convecție. Cauza mișcării plăcilor este una din cele mai dificile probleme pe care o are de rezolvat tectonica globală și ea necesită o pătrundere mai adîncă în procesele ce animă globul. Încă în prima variantă a unei ipoteze mobiliste, cea a lui *Osmond Fisher* din 1881, acesta a presupus existența unor celule de material lichid denumit de el curenți de convecție, care „se ridică sub oceane, se întind către margini și se afundă sub continente”. Ipoteza lui Fisher nu a fost luată de nimeni în seamă și promotor al unei teorii convective pentru globul terestru este considerat *Otto Ampferer* care a elaborat în 1906 o ipoteză orogenică plecînd de la existența unor „curenți subcrustali” ce antrenează scoarța terestră. În esență este vorba de o mișcare dublă care animă materia subcrustală, prezentînd o ramură ascendentă și alta descendentă, ambele constituint o celulă de convecție. Partea superioară, orizontală, a celei antrenează crusta de deasupra determinînd procesele orogenice. Ideea celulelor de convecție a fost preluată de numeroși tectonicieni care au pus mișcarea pe seama unor procese gravitaționale (van Bemmelen 1935; Kraus, 1936; Hess, 1954), a unor schimbări de volum în urma fenomenelor de cristalizare (K., Andree, 1914) dar mai alés pe seama unui transfer de căldură.

Se știe că există două moduri de transmisie a căldurii, foarte diferite: prin conducție, cînd căldura se propagă din aproape în aproape fără deplasarea materiei, și prin convecție, cînd are loc însăși deplasarea materiei purtătoare de căldură. Evident că al doilea mod nu este posibil decît în medii lichide sau vîscoase. Motorul curenților termici de convecție este dat de diferența de densitate, materia caldă fiind mai puțin densă și avînd ca atare tendința să se ridice la suprafață. Este deci ușor de imaginat un curent cald ascendent, dar nu și unul descendent,

cel din urmă trebuind să fie în mod necesar mai dens, deci rece. Pe de altă parte, curenții ascendenți de convecție nu se află la temperatură constantă ci la una superioară în raport cu mediul pe care îl străbat și care este stratificat în conformitate cu echilibrul adiabatic. În același mod curenții descendenți se află la o temperatură mai scăzută decât cea a mediului. Diferențe de temperatură între curentul respectiv și mediul străbătut caracterizează convecția și îi definește parametrii cinetici. Aceștia sînt dependenți de rezistența pe care o opune mediul străbătut, deci de vîscozitatea acestuia.

Dacă trecem cu aceste noțiuni la condițiile Terrei, o primă obiecție care s-ar putea aduce existenței curenților de convecție este marea vîscozitate a astenosferei, cunoscută din faptul că ea reacționează cu o încetineală extraordinară la reajustările izostatice, cum s-au dovedit a fi cele determinate de descărcarea continentelor de carapacea calotei glaciare. Totuși, s-a calculat că astfel de curenți sînt posibili în cadrul unor valori extreme. Astfel, la o viteză foarte mică de deplasare (sub un metru pe an) și la dimensiuni foarte mari (lărgimi de ordinul miilor de kilometri) sînt suficiente diferențe de temperatură de zeci sau sute de grade pentru a se demara un curent de convecție.

Odată stabilită posibilitatea existenței unor convecții în glob, se ridică cel puțin trei probleme importante: (1) ce determină diferențele de temperatură necesare pornirii curenților; (2) care este adîncimea la care au loc și tranșa pe care se exercită și (3) dacă ei sînt continui sau intermitenți.

În ce privește prima chestiune, unii autori pun acumularea de căldură pe seama proceselor de dezintegrare spontană a substanțelor radioactive (de exemplu Joly și Holmes), pentru alții este vorba de degajarea pe care o deține nucleul extern (de exemplu van Bemmelen). Nici una din ipoteze nu explică însă de ce acumularea este inegală, fapt esențial pentru demararea unui proces localizat cum este un curent de convecție. Singurele inegalități ce pot fi invocate sînt neomogenitățile ce apar în scoarță, sau cel mult în partea superioară a mantalei superioare, dar aceasta ar plasa mult prea sus celulele.

Cu aceasta ajungem la a doua chestiune, aceea a adîncimii și mărimii curenților. Un caz extrem îl susține *W. Bowie* care restrînge celulele doar la crustă, ceea ce le face inoperante pentru majoritatea fenomenelor tectonice. La cealaltă extremă se plasează *R.W. van Bemmelen* care vede celulele de convecție acționînd numai în mantaua inferioară, cea superioară înregistrînd mișcarea prin ridicări și coborîri pe verticală (mega-undații). Există autori care presupun și celulele de convecție etajate cum ar fi *E. Kraus* (1959) care presupune o serie de celule în scoarță (hyporheon) și altele în mantaua superioară (bathyrheon). O astfel de etajare este în orice caz prezentă, dar cu nivelul inferior în nucleul extern, unde celulele de convecție sînt răspunzătoare de magnetismul terestru în ideea dinamului cu auto-excitație, și cu nivelul superior în manta, unde generează fenomenele dinamice presupuse de tectonica globală.

Teoria curenților de convecție a fost utilizată la început pentru a se explica mecanismul orogenezei, *D.T. Griggs* (1939) reușind să realizeze chiar un model experimental de acest fel, apoi ea a fost legată de fapte concrete, cum ar fi distribuția maselor continentale pe glob. În acest sens *S.K. Runcorn* (1962) a fost primul care a legat teoria derivei de cea a convecțiilor făcînd următoarea presupunere. În stadiile incipiente ale globului nu exista un nucleu separat de manta. Pe măsură ce nucleul s-a agregat prin decantare gravitațională, s-au format curenți de convecție în spațiul dintre nucleul și suprafața globului. La început

acest spațiu a fost foarte larg, ceea ce a permis dezvoltarea unei celule sferice mari. Apoi, prin mărirea nucleului spațiul s-a restrâns ceea ce a dus la micșorarea celulei de convecție și scindarea ei în două, apoi în trei etc. (fig. 1.47). Înmulțirea celulelor de convecție a dus la crearea de tensiuni la suprafață și la scindarea continentului unic inițial în mai multe fragmente. Astfel, acum 200 milioane ani configurația globului corespundea cu un model cu patru celule, după care a inter-

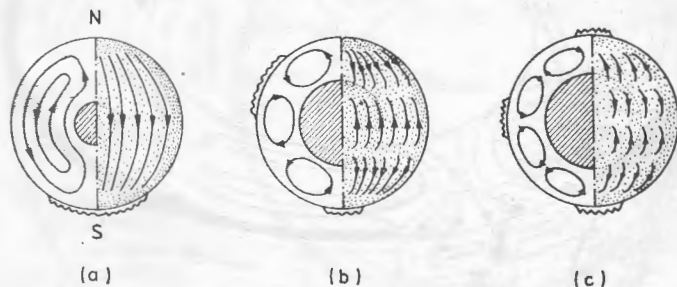


Fig. 1.47 — Creșterea numărului de celule de convecție din manta în funcție de mărirea treptată a nucleului (După Runcorn, 1962).

venit marea scindare mezozoică a Laurasiei și Gondwanei ca o consecință a formării a cinci celule. Această idee, a înmulțirii numărului de celule, va fi reluată în 1965 de R. Dearnley pentru a argumenta cu ea o mărire prin expansiune a globului terestru.

A treia problemă legată de procesul de convecție în glob, acela al disponerii în timp a fenomenului, a cunoscut de asemenea mai multe răspunsuri. Într-o ipoteză mai veche, Vening Meinesz considera că doar în trecutul îndepărtat, în timpul consolidării globului, au avut loc curenți de convecție care au dus la separarea păturilor distincte în glob. Pentru D.T. Griggs fenomenul este ciclic și el este demarat în momentul în care părțile inferioare ale mantalei se încălzesc puternic, determinând o schimbare de densitate atât de mare încât să poată învinge rezistența stratelor superioare. Odată transferul de căldură efectuat și se restabilește un echilibru, fenomenul încetează și se va declanșa din nou când se va acumula din nou multă căldură. Timpul de pauză ar fi, după Griggs, de 10 ori mai lung decât cel de activitate a curenților, atingând probabil 500 milioane de ani. În sfârșit, sînt autori care admit o mișcare continuă a curenților, în care caz este greu de precizat ce determină perioadele orogenice.

Teoria curenților de convecție, așa cum am prezentat-o pînă acum, a rămas în domeniul speculațiilor neavînd nici un punct de sprijin în realitatea faptelor. Odată cu lansarea teoriei expansiunii oceanice, curenții de convecție au început să joace un rol tot mai important, pe seama lor fiind pusă ascensionalitatea magmei care răzbate în rifturi, mișcarea laterală a plăcilor, purtate de ramurile orizontale ale celulelor de convecție, precum și subducția în fose, determinată de ramura descendentă a curenților (fig. 1.48). Deși însăși mișcarea plăcilor pare să indice un circuit de convecție, totuși, legarea celor două elemente, expansiunea și convecția, a dat naștere la numeroase ipoteze. Astfel, în teoria inițială a lui Hess și Dietz celulele de convecție sînt tubulare, de cîteva ori mai lungi decât înalte, plasate exclusiv în astenosferă și ajungînd pînă la suprafață în rifturi. După E. Orowan (1965) și W.M. Elsasser (1969), mișcarea laterală divergentă

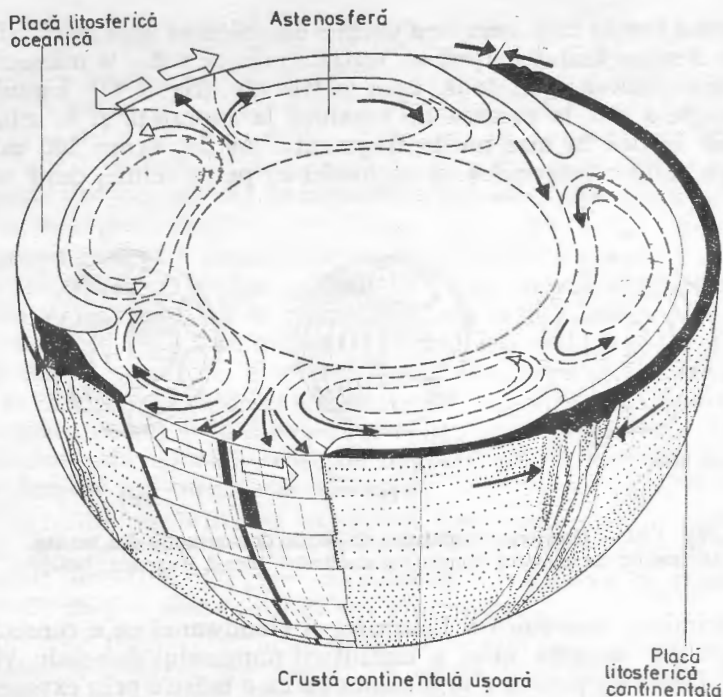


Fig. 1.48 — Mecanismul de mișcare al plăcilor datorită celulelor de convecție situate în mantaia superioară.

are loc chiar în crusta oceanică iar returul, foarte lent, în astenosferă. Față de poziția foarte superficială a celulelor de convecție din ipotezele precedente, *J.D. Bernal* presupune în 1961 că ele sînt restrînse doar la mantaia inferioară, considerată a fi plastică, spre deosebire de mantaia superioară, rigidă. Astenosfera, situată și mai sus, tot plastică, nu are nici un rol în crearea celulelor de convecție, care sînt plasate mult sub planele Benioff. În concepția lui *J.T. Wilson* din 1963 în astenosferă se plasează doar ramurile orizontale divergente ale celulelor, care lasă o zonă stagnantă, corespunzînd mantalei superioare, la baza căreia are loc returul curentului, care este deci restrîns la mantaia inferioară.

Ceea ce caracterizează perioada de după 1960 în ce privește aplicarea teoriilor convective la globul terestru este încercarea de a găsi soluții numerice plecîndu-se de la modele fizice bine determinate. Pentru aceasta au fost emise diferite ipoteze în ce privește (1) natura materiei supusă convecției, pentru a se determina reologia ei, materie admisă de cele mai multe ori a fi o substanță vîscoasă de tip newtonian, (2) în ce privește distribuția căldurii în placa în mișcare și (3) în ce privește distribuția tensiunilor și a presiunilor din placă. Soluțiile găsite, adesea foarte complexe, s-au bazat pe datele concrete de flux termic, seismicitate, gravitate și ele au dus, la rîndul lor, la elaborarea unor modele pe care le vom examina în alt capitol al lucrării.

Panașele de manta. Curenții de convecție nu sînt singurul mecanism luat în considerare pentru a explica mișcarea plăcilor. În ultimul timp și-a făcut

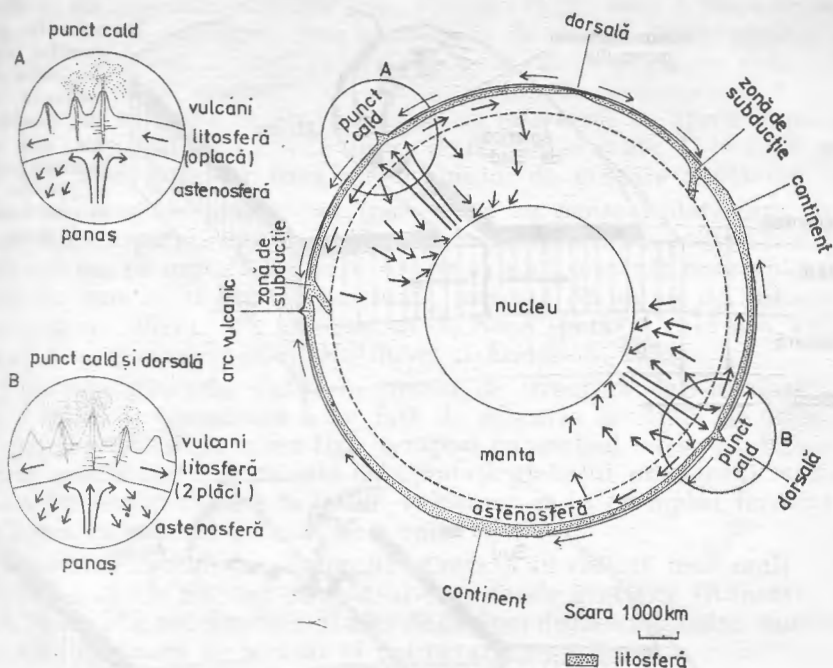


Fig. 1.49 — Secțiune transversală prin glob cu două panașe de manta ce determină puncte calde. În A un panaș generează pe o placă, ce trece pe deasupra, un lanț vulcanic; În B un panaș determină spargerea plăcii și formarea unei zone de expansiune (După Courtillot, 1973).

tot mai mult loc o teorie a lui J.T. Wilson, (1963 b) pe care am amintit-o anterior și pe care el a avansat-o pentru a explica poziția insulelor din Oceanul Pacific. Reluînd-o, W.J. Morgan a emis ideea că mantaua este animată de o mișcare convectivă de un tip special: de la limita cu nucleul urcă rapid materialul foarte cald ce traversează mantaua printr-un fel de horn cilindric pînă ajunge la baza litosfelei unde se împrăștie în umbrelă, materialul răcit recăzînd lent prin manta pînă ajunge la baza ei. Aceste hornuri ascensionale, denumite *panașe de manta* (engl. mantle plumes, fr. panaches de manteau) generează la suprafața globului un *punct cald* (engl. hot spot, fr. point chaud), reperabil prin fluxul termic ridicat și adesea prin faptul că generează erupții vulcanice (fig. 1.49). Materialul erupt de vulcani nu trebuie să fie în mod necesar din manta ci el poate să fie mobilizat în scoarță unde vatra magmatică este creată de afluxul termic. Cînd un panaș ajunge sub crustă el poate crea o protuberanță ce precede străpungerea mecanică și termică a plăcii. Dacă litosfera este în mișcare în acel loc pe astenosferă, punctul cald va lăsa pe suprafața plăcii o trenă vulcanică ce se poate prezenta ca insule izolate, ca în cazul insulelor Hawaii, sau un lanț vulcanic continuu, o dorsală aseismică, cum sînt dorsalele Rio Grande și Walvis din Oceanul Atlantic. Ultimele două sînt dispuse în V deoarece plăcile africană și respectiv americană s-au deplasat față de punctul cald pe care îl constituie insula vulcanică activă Tristan de Cunha, atît divergent cît și spre nord (fig. 1.50 a, b, c).

Repartiția geografică a punctelor calde actuale arată că multe din ele se găsesc pe dorsale în expansiune, ceea ce indică faptul că ele sînt activ implicate

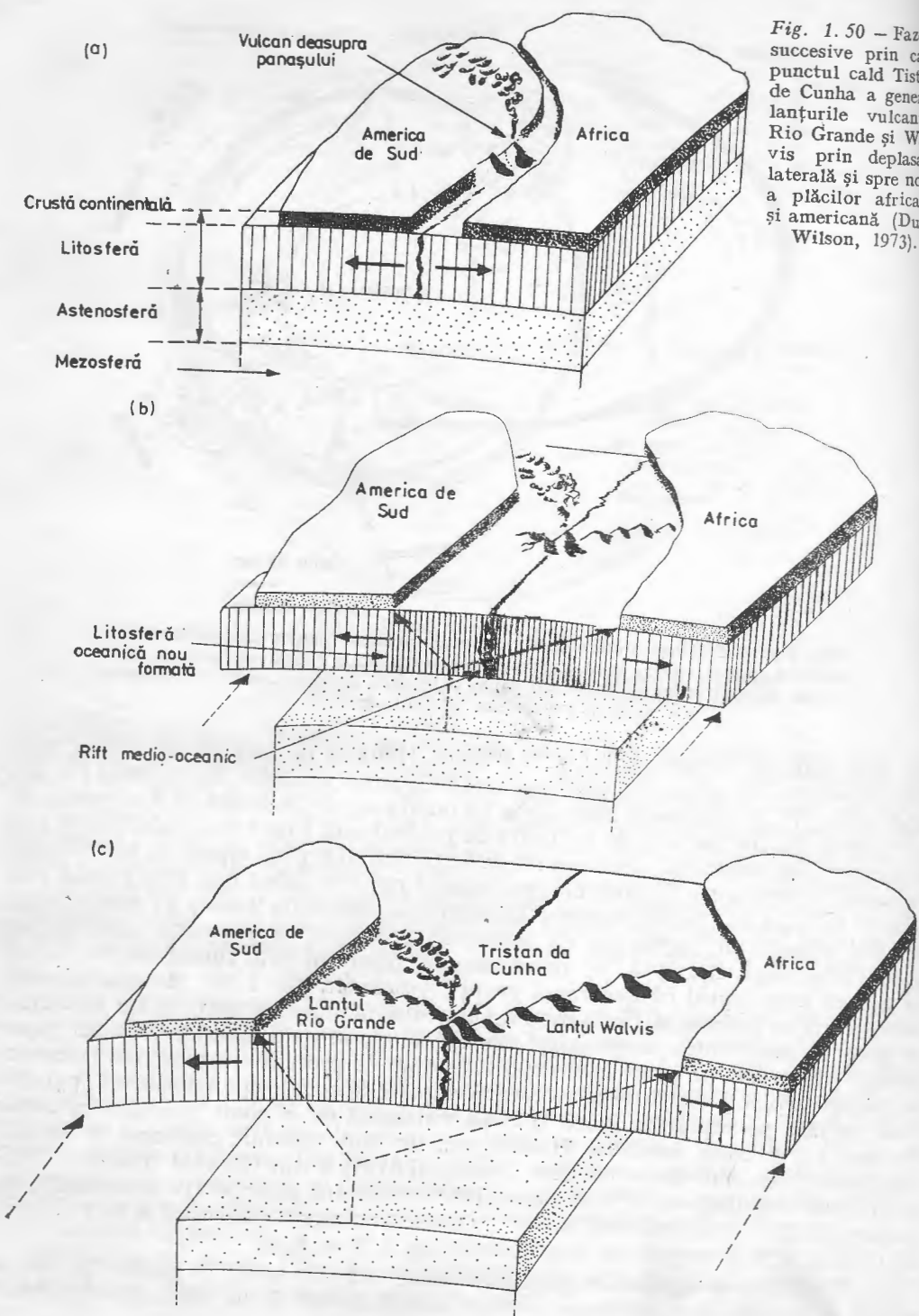


Fig. 1.50 – Fazele
succesive prin care
punctul cald Tristan
da Cunha a generat
lanțurile vulcanice
Rio Grande și Wal-
vis prin deplasare
laterală și spre nord
a plăcilor africane
și americane (După
Wilson, 1973).

în procesul de expansiune. După *J.T. Wilson* (1973), dacă o placă ce suportă un continent trece pe deasupra unui aliniament de puncte calde, acestea pot duce la spargerea completă a plăcii și formarea unui rift ce va genera, prin expansiune, un ocean. Materialul magmatic ce constituie dorsala medio-oceanică va prezenta două tipuri de magme: venite din mantaua inferioară cu ajutorul panașelor, și venite din astenosferă, în zonele dintre două puncte calde. Prin acest proces panașele sînt puse însăși la baza mecanismului de mișcare a plăcilor.

În mișcarea lor plăcile pot trece peste un panăș izolat, care nu va avea puterea unei spargeri integrale de placă și deci a creării unui rift, dar el își va lăsa dîra de vulcani pe suprafața plăcii. Așa se explică prezența unor vulcani pe zone cratonizate, cum ar fi Europa hercinică, marcată de un șir de vulcani neozoici (*Duncan et al.*, 1972), sau în America de Nord (punctul cald din Yellowstone, cunoscut prin gheizerele sale) (*Matthews și Anderson*, 1973).

Existența punctelor calde indiferent de structura de suprafață a plăcilor indică o totală independență a lor față de mișcarea acestora, de unde concluzia că ele pot fi considerate locuri fixe în raport cu nucleul terestru. Ele ar fi astfel singurele puncte fixe de referință la suprafața globului unde totul se mișcă. Dovada o aduc tocmai trenele de insule vulcanice ca în exemplul furnizat de Oceanul Atlantic cu punctul Tristan de Cunha.

Împotriva teoriei panașelor de manta s-au ridicat mai mulți cercetători argumentînd că ele nu sînt compatibile cu datele geofizice (*Runcorn*, 1974), dar ele continuă să fie acceptate, mai ales de geologi deoarece satisfac numeroase particularități de ordin structural și petrografic.

6. Implicațiile economice ale tectonicii plăcilor.

Noua doctrină ce a cuprins mai toate domeniile geostiintelor s-a dovedit a fi într-adevăr „globală” în momentul cînd a putut răspunde și la gravele întrebări pe care le pune lumea contemporană referitor la avuțiile Pămîntului. Era evident că, în calitate de componente ale scoarței, substanțele minerale utile trebuiau să fie într-un anumit fel legate de procesele dinamice ce animă globul și pe care noua doctrină le-a evidențiat. Legăturile s-au dovedit a fi profunde, genetice, noile principii relevîndu-și virtuți aplicative pe care nici o altă teorie privind dinamica Pămîntului nu le-a atins. Din acest punct de vedere este demn de subliniat că nici o ipoteză, teorie sau doctrină geotectonică nu a avut pînă acum vreo contingență cu sfera aplicativă, toate rămînînd în domeniul speculațiilor pure. Faptul că tectonica plăcilor se dovedește adînc implicată în problemele geoeconomice demonstrează odată mai mult că ea nu este doar o nouă teorie, ca atîtea altele, ci că ea a atins însăși esența devenirii geologice. Valențele ei explicative arată odată mai mult că nu există o știință fundamentală și una utilă și că orice achiziție de cunoaștere se valorifică în planul practic. Este încă o lecție dată economiștilor pragmatici al căror refuz de a finanța cercetarea „fundamentală” riscă să mineze progresul științei și propriile lor interese.

Din ultimul punct de vedere se mai poate desprinde o învățătură. În primii ani ai deceniului al optulea, Clubul de la Roma dădea semnalul de alarmă pentru viitorul omenirii, unul din factorii vitali pentru civilizație fiind considerată secătuirea resurselor minerale ale Terrei. Criza petrolului, declanșată la sfîrșitul

anului 1973, venea parcă să confirme aceste sumbre pronosticuri. Or, tocmai în acei ani tectonica globală a venit să ofere principii inedite de investigare pentru descoperirea de noi resurse. A fost o coincidență fericită ca în momentul acestei prime crize a resurselor, o doctrină teoretică să ajungă la maturitate pentru a păși în sfera economicului. Astfel de coincidențe nu sînt însă prea dese, fapt pentru care se impune o strategie a cercetării în domeniul geostiintelor care să încurajeze cît mai numeroase investigații teoretice, știut fiind că fructificarea practică este ultima verigă a unui lung lanț de strădanii teoretice.

După aceste cîteva considerații de ordin principal, să examinăm la modul general și narativ, specific acestui prim capitol al cărții, implicațiile tectonicii plăcilor pentru cercetarea zăcămintelor de petrol și minereuri.

Zăcămintele de hidrocarburi au intrat în sfera de interes a tectonicii plăcilor în cursul primei croaziere a navei „Glomar Challenger” care a descoperit într-o locație în Golful Mexic urme de stîlpi diapiri de sare. Faptul a făcut pe tectonicieni și oceanografi să-și reamintească principiile formării zăcămintelor de petrol.

Se consideră aproape unanim că petrolul este de origine organică, rezultînd din ruperea proteinelor animale în lanțuri de hidrocarburi, la adăpostul oxigenului care să nu le oxideze și al bacteriilor care să nu le consume (putrezire). Aceasta implică o rapidă îngropare de către sedimente. Pentru realizarea procesului este necesar de asemenea un aport termic relativ ridicat care să grăbească transformarea materiei organice în hidrocarburi iar pentru migrarea și acumularea petrolului este necesară o structură geologică specială. Traducînd aceste necesități în termeni geologici rezultă că pentru a găsi zăcămintele de petrol trebuie căutați următorii indici paleogeografici: zone intertropicale sau cel mult subtropicale (condiția de masă biotică în mare cantitate), flux termic ridicat (condiția de temperatură), zone litorale, cîmpii subsidente sau delte (condiția de îngropare rapidă) și orogene tinere cu depozite saline (condiția structurală). Ultimul indiciu derivă din plasticitatea sării care generînd diapire creează structuri ideale de acumulare a petrolului. Legătura dintre evaporite și petrol este însă mai profundă, genetică și este dovedită de faptul că 90% din zăcămintele cunoscute din lume sînt legate de formațiuni evaporitice, adică de depozite de săruri formate în condiții de izolare a unor lagune de restul oceanului planetar, din care apa s-a evaporat treptat datorită unui climat cald și arid.

Trecînd cu aceste noțiuni în domeniul tectonicii de plăci geologii petroliști și-au pus ca sarcină să găsească ambianța paleogeografică care să corespundă necesităților genetice a zăcămintelor de petrol. Ei au început cu formațiunile evaporitice constatînd că ele s-au format în mari cantități la marginile de plăci în momentul în care, fie un continent afectat de o zonă de expansiune era pe cale de scindare, fie un ocean era pe cale să se închidă printr-o coliziune continent-contin. În ambele cazuri între marginile continentelor se aflau pături de apă oceanică de mică adîncime supuse unei evaporări repetate și în care s-au despus evaporite.

Regiunea Afar oferă exemplul unui ocean în formare, aflat tocmai în faza de acumulare a evaporitelor, proces ajutat și de climatul cald și arid. Marea Roșie fiind într-un stadiu mai avansat de deschidere, pe fundul ei se află deja mari cantități de evaporite depuse, necutate încă și care ca atare nu oferă condiții de acumulare a petrolului. Prezența sării este mai bine pusă în evidență de Marea Moartă, un compartiment izolat, fără aport de apă proaspătă și care se găsește în aceeași structură expansională din care face parte și Marea Roșie. Un stadiu

mult mai avansat îl constituie Oceanul Atlantic, pe marginile căruia s-au regăsit stratele de evaporite acumulate în stadiul lui incipient. Ele se găsesc în Golful Mexic și în apropierea coastei africane, puse în evidență inițial de geofizică (care nu a putut furniza o explicație valabilă pentru anomaliile generate de ele) și care au fost dovedite ca atare prin foraje de „Glomar Challenger“. Ele au structură diapiră, și cum era de așteptat, au prezentat conținuturi în petrol. Prezența domurilor de sare cu petrol în mijlocul oceanului desfide orice altă explicație decât cea furnizată de tectonica plăcilor și deschide noi perspective pentru zăcămintele hidrocarburi, dar nu în condițiile de off-shore, care sînt legate de platformele continentale și prin aceasta de structurile continentale alăturate, ci în zone mult mai profunde și legate de însăși istoria geologică a oceanului.

Plecînd de la premisele teoretice de mai sus cercetătorii au presupus existența unor zăcămintele de hidrocarburi „de expansiune oceanică“ și în alte zone, fapt confirmat ulterior. Astfel s-au descoperit recent mari zăcămintele de gaze între Noua Zeelandă și Tasmania (unele din cele mai mari din lume), aflate adînc în fundul oceanului, iar „Glomar Challenger“ a detectat în marginea continentului Antarctic, în Marea lui Ross, urme de gaze în foraje. Toate acestea sînt reminiscențe din vremea separării Australiei de Antarctica.

Dacă luăm acum celălalt caz, al închiderii unui ocean prin coliziunea unor continente, constatăm că de o parte și de alta a Munților Ural, care reprezintă tocmai o catenă rezultată din ciocnirea a două plăci, se află de asemenea petrol, legat tot de depozite lagunare, atît depozitele cît și coliziunea datînd de la sfîrșitul paleozoicului.

Am văzut că în acumularea zăcămintelor de petrol un rol de seamă revine deltelor căci ele oferă condiții rapide de îngropare a sedimentelor. Zăcămintele de petrol din Venezuela sînt astfel puse pe seama deltelor din terțiar ale fluviilor Amazon și Orinoco. În ultimul timp au fost descoperite însă zăcămintele și pe partea vestică a Anzilor, de vîrstă jurasică. Ele au fost explicate prin existența, în timpul cînd Atlanticul de Sud nu se deschisese, a unor rîuri și fluvii ce veneau din Africa, străbăteau toată America de Sud (Anzii nu se ridicaseră încă) și se vărsau în Pacific prin delte în care s-au constituit zăcămintele. Ulterio_, prin subducția plăcii Pacificului de Est sub America de Sud s-au ridicat Anzii, ce au determinat schimbarea de curgere a rîurilor, spre est, în Atlanticul nou format.

Indicele de temperatură (flux termic ridicat necesar pentru grăbirea reacției de transformare a materiei organice în hidrocarburi) a declanșat și el cercetări de tip nou. În primul rînd s-a testat legătura dintre acest factor și acumularea petrolului prin compararea a două zăcămintele nord-americane, găsindu-se că zăcămintul Los Angeles, foarte bogat, este situat într-o zonă cu flux caloric ridicat, în timp ce zăcămintul Ventura, mult mai sărac, se află într-o zonă cu flux termic scăzut. Constatarea i-a determinat pe prospectorii petroliști să înceapă ample ridicări geofizice pentru alcătuirea unor hărți de flux termic și să testeze pînțele calde de pe glob în care sînt întruniți și ceilalți indici de prezență a petrolului.

Dar, nici temperatura prea ridicată nu este favorabilă căci la peste 250° petrolul se transformă în metan, ceea ce înseamnă că nicăieri în lume nu se poate spera la rezerve importante de petrol la peste 7 000 m adîncime. Speranța rămîne deschisă pentru gaze și marile acumulări de metan din Siberia de NV evidențiază un astfel de caz ce confirmă și premisa teoretică: el se află deasupra prelungirii în mediu continental a riftului activ din Oceanul Arctic, deci într-o zonă cu un mare flux termic.

Iată așadar cum tectonica globală oferă noi ipoteze de lucru prospectorile de petrol și fără îndoială că atunci când se vor cunoaște mai multe lucruri despre marginile de plăci din trecut, despre mișcarea plăcilor, despre schimbările climatice suferite și despre fluxul termic, actual și vechi, se vor descoperi și noi acumulări de petrol și gaze.

Zăcămintele metalifere constituie o altă problemă dureroasă a civilizației noastre, civilizație care, după ce s-a ridicat și dezvoltat pe seama lor, riscă acum să nu le mai aibă la dispoziție din cauza epuizării. Este de aceea ușor de înțeles aviditatea cu care geologii prospectori s-au aruncat asupra noilor teorii geotectonice în speranța ca în cadrul lor să găsească relații genetice care să le ofere criterii noi pentru prospectarea unor astfel de zăcăminte. Rezultatele au depășit cu mult așteptările și teoriile metalogenetice ocupă un loc bine individualizat în cadrul tectonicii globale, iar conceptul de provincie metalogenică este strict dependent de acela de tectonică a plăcilor.

Tectonica plăcilor evidențiază două surse principale magmatice: rifturile și zonele de subducție. Cum acumulările primare de metale sînt de natură magmatică este clar că aceste două surse oferă o primă clasificare a zăcămintelor în funcție de geneza lor. Să urmărim pe rînd modul cum s-a impus pentru fiecare legătura dintre dinamica marginilor de plăci și punerea în loc a zăcămintelor.

Revoluția în știința despre zăcămintele minerale a început în 1948 cînd nava oceanografică suedeză „Albatros” a descoperit în mijlocul Mării Roșii, în dreptul orașului Mecca, un loc în care apa dragată de pe fund era neobișnuit de caldă și sărată. Faptul a fost confirmat 10 ani mai tîrziu de nava americană „Atlantis”. Prima explicație dată fenomenului a fost aceea că pe coastele mării temperatura generală ridicată determină o evaporare intensă, care duce la o concentrare în săruri a apei de suprafață. Devenind mai densă ea cade la fund unde se acumulează în escavații ale reliefului fundului. Explicația ține seama de faptul că Marea Roșie este legată de Golful Aden prin Strîmtoarea Bab-el-Mandeb care prezintă un prag înalt peste care trece doar o tranșă subțire de apă ce vine dinspre Oceanul Indian pentru a compensa apa pierdută prin evaporare. Fluxul fiind unidirecțional apa Mării Roșii se tot concentrează, mai ales că în ea nu se varsă nici un fluviu cu un aport important de apă dulce. Așa se face că față de o salinitate medie a oceanelor de 35‰ cea a Mării Roșii este de 38‰.

Pentru a verifica datele obținute de „Atlantis”, nava britanică „Discovery” a întreprins în 1964 cercetări hidrologice mai detaliate în Marea Roșie descoperind o groapă bine conturată, ce-i poartă acum numele, și în care era adunată apa caldă. Ea atingea 44°C și o concentrare de 256‰ (Miller, 1964). Era clar că pentru o astfel de apă explicația propusă nu era suficientă și trebuia căutat altceva. Brusculocul a devenit un fel de Mecca pentru oceanografi, care au început cercetări complexe. Astfel, nava „Atlantis II”, încercînd în 1965 să reia punctul Discovery a greșit locația descoperind un loc cu o apă și mai caldă, de 56°C, iar în 1966, în timpul unei mari expediții științifice (64 cercetători la bord!) nava americană „Chain” a găsit un al treilea punct. Dintre ele cel mai important s-a dovedit a fi groapa Atlantis II, o escavație de circa 80 km² și 100 m adîncime, care reprezintă sursa principală de apă caldă ce deversează în celelalte gropi. În ea se constată o stratificare extrem de netă a apei care formează pe fund un strat cald de 56°C, urmat de un strat de 28 m grosime ce are 44°C și care trece pe o grosime de doar cîțiva metri la apa normală de 21°C.

Faptul cel mai surprinzător a fost însă că din fundul gropii au fost aduse la suprafață carote care prezentau strate alternante extrem de viu colorate: albe, constituite din organisme calcaroase sau cuarț bine rulat adus de pe continent, apoi strate negre, constituite din mîluri organice (atît de calde că nu se putea pune mîna pe ele) și altele roșii, galbene, portocalii și violacee reprezentînd diverși compuși metalici, mai ales oxizi și sulfuri de fier, zinc, plumb, cupru și mangan. Prezența metalelor, cu totul neașteptată, a fost explicată prin temperatura și chimismul apei care, fiind lipsită de oxigen liber, permite o dizolvare în cantități enorme a metalelor și împiedică oxidarea lor. Astfel, s-a constatat că din apa de 56°C precipită calcopirită, blendă, gălenă, pirită și ceva baritină, apoi la limita cu apa de 44°C, gips și montmorillonit feric iar la limita acesteia cu apa de 21°C diferiți oxizi. Bogațiile date obținute de expediția din 1966 a făcut obiectul unui masiv volum editat în 1969 și care cuprinde o sumă de date noi și promițătoare (Degens și Ross, 1969).

O observație uimitoare a fost făcută în anul 1971 cînd nava „Chain“ a descoperit că în fundul gropii Atlantis II, în cele 52 luni scurse de la precedentele măsurători a avut loc o invazie de apă caldă care a mărit volumul stratului inferior cu 23%, temperatura crescînd cu 2,7°C. Aceasta însemna un aport de 3 000 l/sec de apă la 103°C ! În același timp s-a constatat o îmbogățire a apei în compuși metalici, ea conținînd 49% oxid de fier, 11% oxid de zinc și 0,01% oxid de argint. O astfel de invazie a fost pusă la început pe seama unor erupții submarine de tip gheizer, fiind legată deci de procese vulcanice, dar cercetările geochimice au arătat că apa este de natură marină, nu juvenilă, ceea ce a impus următoarea explicație: apa de mare normală pătrunde în sedimente (poate chiar prin Strîmtoarea Bab-el-Mandeb) și se încălzește din cauza fluxului termic foarte ridicat (79 HFU, cel mai ridicat din întreaga lume). Prin încălzire apa își mărește enorm capacitatea de a dizolva săruri și diverse substanțe, cum ar fi compușii metalici aflați dispersi în stratele prin care trece. În special sînt favorizați ionii de fier, plumb și zinc care au capacitatea de a forma ioni complecși cu clorul și care ca atare sînt concentrați în mari cantități. În unele locuri aceste adevărate saramuri fierbinți metalifere ies pe fisuri pînă la suprafață, umplînd depresiunile de relief ale fundului marin. De cele mai multe ori metalele sînt depuse sub fund, în stratul sedimentar, sub formă de pături, vine și filoane. Este vorba deci de adevărate zăcăminte în curs de formare și cercetări efectuate în anul 1971 de nava germană „Valdivia“, în contul unei firme de exploatare miniere, au dus la aprecierea unor rezerve de fier, cupru, zinc, plumb, mangan, la care se adaugă argint, aur, vanadiu și moliбden, în valoare de 2,5 miliarde de dolari (la prețurile din 1970).

Legătura dintre zăcămintele din Marea Roșie și procesele ce au loc la marginea plăcilor în zonele de expansiune era evidentă. Numai în astfel de locuri se pot întîlni fluxuri termice atît de ridicate și s-a emis părerea că sub groapa Atlantis II se află chiar un punct cald. Dacă legătura este adevărată trebuie presupus că procesul a avut loc și în trecut. Într-adevăr, în Egipt s-a exploatat încă din antichitate cupru aflat în filoane paralele cu riftul Mării Roșii în rocile care mărginesc marea. Cum procesul de expansiune a fost simetric, astfel de zăcămintе trebuie să existe și de partea cealaltă a mării, presupunere care a dus la descoperirea unor importante zăcămintе de plumb și zinc în Arabia Saudită.

Extrapolînd datele legate de Marea Moartă la diversele zăcămintе din lume, s-a văzut că există și în alte numeroase locuri acumulări metalifere ce pot fi puse pe seama unor procese similare. Astfel mările zăcămint de cupru din masivul Tro-

odos din Cipru de la care se trage însăși numele metalului (Ciprium), a fost reinterpretat ca fiind format prin concentrarea metalelor în jurul riftului, dar nu în depozite saline ci în lăvele bazaltice și rocile ultrabazice din fundamentul lor. În sfârșit, zăcămintele de la Mother Lode din California și cel de la Cerro Pasco din Peru au fost și ele atribuite unor procese similare. Cu aceasta era pus în discuție însuși mecanismul de formare a zăcămintelor hidrotermale, atribuite îndeobște soluțiilor tardive cu care se termină activitatea vulcanică și care acum se dovedeau a fi un proces de acumulare selectivă a substanțelor din apa de mare sau de dizolvare și concentrare a metalelor aflate dispers în rocile eruptive din crusta oceanică.

Deoarece în cazul Mării Moarte sînt implicați factori locali (salinitate excesivă, mîluri organogene) trebuia verificat dacă procese similare au loc și în lipsa acestora, în jurul rifturilor. Problema nu putea fi rezolvată decît „la fața locului”, lucru pe care l-au făcut cercetătorii din cadrul operațiunii FAMOUS în 1974. Ei au descoperit într-adevăr concentrații de minereuri hidrotermale sub formă de noduli în adîncile depresiuni ale riftului atlantic și ale faliilor transformante, legate de venituri de apă caldă prin fisuri ale fundului. Dar, din nou s-a dovedit că apa este de natură oceanică și nu juvenilă, ceea ce confirmă mecanismul avansat pentru Marea Roșie: apa de mare pătrunde în planșeul rifturilor, este încălzită de fluxul termic ridicat, dizolvă diverse metale și substanțe aflate dispers în roca vulcanică și iese pe fundul oceanului unde precipită minereurile, sub formă de oxizi dacă există o bună oxigerană, sub formă de sulfuri dacă oxigenul lipsește. Dar, probabil că o bună parte din minereuri rămîn în fisurile și crăpăturile rocii constituind tipul de minereu hidrotermal ce era pînă acum atribuit exclusiv proceselor vulcanice. În concluzie, pentru zonele de expansiune sînt caracteristice zăcămintele polimetalice hidrotermale în care metalele provin fie din apa de mare, fie din rocile vulcanice, iar factorul hidrotermal îl reprezintă apa de mare (încălzită prin circulație interstițială în zone cu puternic flux termic) care dizolvă, concentrează și depune metalele la contactul cu apa oceanică. Metalele (sulfuri, mai rar oxizi) apar ca filoane în rocile eruptive sau ca pături discontinui între pillow-lave, strate sedimentare sau brezii de taluz. Zăcămintele de acest tip poartă numele de zăcămintele de tip Troodos.

Am insistat asupra lor deoarece modul lor de formare este o achiziție de cunoaștere cu totul nouă, considerată a fi o adevărată revoluție în teoriile metalogenetice. Dar și celelalte tipuri de margini de plăci au zăcămintele considerate astăzi specifice diverselor mecanisme dinamice ce animă plăcile. Nu insistăm acum asupra lor dar vom enumera doar cîteva tipuri mai importante.

Pentru zonele de subducție de tip andin, cu coliziune placă oceanică-placă continentală par a fi caracteristice zăcămintele de tip *porphyry copper*. Acestea sînt constituite din acumulări disperse de cupru în roci intrusivă acide (granite, granodiorite, porfire etc.) și, în ciuda faptului că dispersia este mare, cantitățile de metal acumulate astfel sînt enorme, zăcămintele de acest tip acoperind mai mult de jumătate din producția mondială de cupru. Interpretarea care se dă acum acestor zăcămintele este următoarea (Sillitoe, 1972). Cuprul, acumulat pe fundul oceanului prin procesele ce au loc în rift, este adus de placă în zona de subducție. Aici placa este topită, iar topitura se ridică consolidîndu-se ca masive intrusivă, iar spre suprafață generează un vulcanism intens. Odată cu roca este încorporat și cuprul, care este astfel genetic.

Pentru zonele de subducție de tip pacific (ambele plăci poartă oceane) și care are ca rezultat formarea unui arc insular, sînt considerate a fi specifice două

tipuri de zăcămintе. Cel denumit *kuroko* este un zăcămint polimetalic (cupru, zinc, plumb, aur, argint) legat de erupții submarine ce au avut loc în ape de mică adîncime în condiții litorale. Minereul este asociat rocilor vulcanice, uneori explozive, precum și rocilor sedimentare, și el se prezintă ca acumulări masive. Al doilea tip, denumit *besshi*, care prezintă aceeași asociație mineralogică, este legat tot de erupții submarine, dar este cantonat pe flancurile corpurilor vulcanice. Diverse stadii de formare și subtipuri ale acestor tipuri de zăcămintе au fost stabilite prima dată de A.H. Mitchell și J.D. Bell în 1972, care au dovedit că ele sînt legate de procesul de subducție, cu topire de placă și încorporarea metalelor în topitura ce edifică arcurile vulcanice.

În sfîrșit, mai există un alt tip de zăcămintе, care nu sînt dependente de margini de plăci ci de puncte calde. Ele sînt legate de venituri magmatice de la mari adîncimi, care străpung placa ce trece peste un astfel de punct. Așa se explică prezența lor chiar pe zone cratonizate. Zăcămintele diamantifere legate de kimberlite sînt tipice și ele sînt explicate astăzi, în termenii tectonicii de plăci, în modul următor. Un panăș care urcă din adîncul mantalei determinînd un mare flux termic provoacă mobilizarea apei și a bioxidului de carbon din mazămă la limita dintre astenosferă și litosferă unde frecarea adaugă un plus termic. Apa, aflată în stare supracritică și CO_2 în stare solidă, țîșnesc din cauza presiunii spre suprafață dar răcindu-se se transformă în vapori devenind o adevărată rachetă ce reușește să străpungă litosfera cu forță explozivă. Așa se face că din pereții coșului sînt rupte bucăți de roci ce se amestecă cu fragmente de roci ultrabazice ce vin din manta și care împreună generează atît de misterioasa rocă denumită kimberlit. Diamantele însăși sînt considerate a lua naștere din CO_2 răcit sub o imensă presiune.

După cum se vede, teoriile tectonicii globale au adus în domeniul zăcămintelor metalifere puncte de vedere noi. În ciuda faptului că pînă acum s-au organizat pe această temă și cîteva conferințe internaționale, există încă multe probleme nelămurite iar lucrările de detaliu sînt în curs. De pe acum însă impactul tectonicii globale asupra domeniului aplicativ este considerabil și sînt numeroase zăcămintе noi descoperite pe baza unor ipoteze de lucru ce au avut la bază noile concepte. De exemplu zăcămintul de expansiune de tip Troodos a inspirat noi prospecțiuni în Turcia și a dus la descoperirea unui important zăcămint lîngă Bougainville (Noua Guinee) și în general la reconsiderarea ofiolitelor ca purtătoare de zăcămintе. Legarea tipului de porphyry copper de zonele de subducție continentală a lărgit zona de explorări în America de Sud, iar conceptul de punct cald a provocat intense prospecțiuni în zonele continentale. În sfîrșit, acceptarea derivei continentelor a dus la identificarea unei provincii metalogenetice unitare formată din cale-donidele europene și catena munților Appalachii, ceea ce a dus la descoperirea unor zăcămintе, ca cele din Norvegia, în Tennessee și mai ales în Terra Nova, ultimul punct permițînd o amplă confirmare a zonalității minereurilor statuată de tectonica plăcilor.

7. Tabelul cronologic al georevoluției științifice.

1889 Osmond Fischer publică cartea *Physics of the Earth's crust* în care oferă un model dinamic cu curenți de convecție care aduc în mijlocul oceanelor mazămă din adînc și fac ca fundul să coboare pe marginea oceanelor, determinînd cutremure de pămînt și vulcanism.

- 1911 Alfred Wegerer publică cartea *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane* în care sînt puse bazele teoriei derivei continentelor.
- 1929 Arthur Holmes emite ideea covorului rulant în oceane.
- 1953 Jean-Pierre Rothé atrage atenția la un congres al Societății Regale de la Londra asupra continuității liniei seismice medio-oceanice.
- 1959 B.C. Heezen, M. Tharp și M. Ewing pun în evidență elementul structural major al globului terestru, sistemul de dorsale medio-oceanice și rifturile lor.
- 1962 H.H. Hess și R.S. Dietz emit teoria expansiunii fundurilor oceanice.
- 1963 La simpozionul organizat de Societatea Regală de la Londra, B.E. Bullard și colaboratorii săi prezintă prima îmbinare a continentelor din jurul Atlanticului făcută pe calculator.
- 1965 J.T. Wilson elaborează conceptul de falie transformantă.
- 1966 J.T. Wilson presupune că Atlanticul a mai trecut prin fază de deschidere extinzînd astfel conceptul de expansiune a fundurilor oceanice la timpurile anterioare Pangaeii punînd bazele conceptului de „Ciclu Wilson”.
- 1966 La adunarea anuală a Uniunii americane de geofizică și la Simpozionul Goddard se impune teoria expansiunii oceanice, verificată prin metode multiple.
- 1968 Este elaborată teoria tectonicii de plăci în trei lucrări fundamentale datorită lui W. J. Morgan, Xavier Le Pichon și echipei B. Isacks, J. Olivier și L. R. Sykes.
- 1968 Încep campaniile de forare a fundurilor oceanice de către nava „Glomar Challenger”.
- 1969 La Conferința Penrose, de la Houston, se pun în discuție relația tectonicii de plăci cu orogeneza în urma căreia apare în 1970 fundamentală lucrare a lui J.F. Dewey și J.M. Bird asupra formării munților ca rezultat al coliziunii de plăci.
- 1972 Aplicarea conceptului de tectonică a plăcilor la metalogeneză în urma studiilor efectuate în Marea Roșie.
- 1973 Primele cercetări directe ale riftului în cadrul programului FAMOUS.
- 1977 În urma forajelor efectuate de nava „Glomar Challenger” în zonele de arcuri insulare sînt evidențiate procese cum ar fi eroziunea tectonică și subsidența puternică a zonelor de subducție.
- 1980 La Congresul Internațional de Geologie de la Paris conceptele tectonicii globale sînt pe deplin acceptate ele fiind puse la baza geologiei moderne.

STRUCTURA GLOBULUI

I. STRUCTURA DE ANSAMBLU A GLOBULUI

Spre deosebire de majoritatea cunoștințelor despre natură, care au fost dobândite prin observații directe, cele referitoare la structura și alcătuirea globului sînt deduse din date indirecte: Omul a ajuns pînă aproape la 4 000 m (mina Western Deep Levels din Carletonville, Africa de Sud, 3 840 m), iar cu sondele s-a apropiat de 10 000 m (Sonda No.1 Bertha din Rogers Field, S.U.A., 9 583 m). De la acești primi 10 km și pînă la 6 570 km cît are raza globului, cunoștințele se bazează doar pe mesaje venite din adînc care se concretizează prin fenomene seismice, gravifice, magnetice, termice și electrice. Progresele realizate în ultimele decenii în cunoașterea structurii globului se datoresc rafinării metodelor de investigare a acestor mesaje și mai ales a interpretării lor cu ajutorul unor metode matematice care au permis elaborarea unor modele ce sînt neconținut îmbunătățite prin încorporarea de noi achiziții de cunoaștere.

Imaginea pe care o avem astăzi asupra globului în ansamblu este statică, evidențiind o structură de pături concentrice în care diverșii parametri prezintă valori ce se corelează direct sau invers. Pentru partea superioară a globului deținem însă și o imagine dinamică, de modificare în timp a parametrilor, ceea ce evidențiază o mișcare, o deplasare a unor mase. Astfel de deplasări erau de mult în atenția geologiei structurale și dinamice, care însă nu a apelat pînă recent în scenariile ei, decît la o pătură subțire, superficială, la crustă. Marea revoluție adusă de tectonica globală a fost coroborarea aspectelor superficiale, geologice, cu parametri fizici, ceea ce a dus pentru prima dată în geologie la elaborarea unui model dinamic sprijinit în cea mai mare măsură pe o argumentare matematică. Totodată scena de desfășurare a fost amplificată fiind prelungită în jos pînă în adînc în mîntă.

Pentru a putea urmări mai bine modelul dinamic al globului terestru, așa cum este el acceptat astăzi aproape unanim, este necesar a trece pe scurt în revistă principalele date privind întregul glob, urmînd să ne concentrăm apoi atenția asupra păturilor direct implicate în această dinamică, crusta și mantaua.

1. Seismologia și structura globului.

Cutremurele de pămînt constituie principala sursă de informare asupra structurii globului terestru. În timpul unui cutremur iau naștere unde elastice care se propagă prin glob și a căror viteză depinde de cîțiva parametri ca: densitatea materialului străbătut (ρ), rigiditatea lui (μ) și incompresibilitatea lui (α). Prin înregistrarea cu precizie a diverselor tipuri de unde, s-a constatat că viteza lor este variabilă în interiorul globului, fapt din care s-a dedus că Pămîntul este neomogen fiind alcătuit din pături concentrice, diferite constituțional.

Primele modele ale structurii globului s-au bazat pe determinarea vitezelor undelor de volum adică undele de compresiune și undele de forfecare S. La aceste metode clasice s-au adăugat în ultimele două decenii noi tipuri de studii care au permis extragerea unui mai mare volum de informații din mesajele pe care le constituie seismele. Dintre aceste metode face parte de exemplu interpretarea undelor de suprafață (L), respectiv studiul dispersiei undelor Rayleigh și Love, adică studiul variației vitezelor cu lungimea de undă. Apoi marele cutremur din 22 mai 1960 din Chile a deschis un nou câmp de investigație în seismologie, cu această ocazie constatându-se că Pământul intră la seisme violente în oscilații libere de foarte mare lungime de undă, ca un întreg. Aceste vibrații torsionale (cu mișcări perpendiculare pe raza globului) și sferoidale (cu deplasări radiale și tangențiale) au permis îmbunătățirea rezoluției pentru detectarea și precizarea discontinuităților și aprecierea anelasticității diverselor păături ale globului. Exploziile nucleare experimentale generează unde seismice al căror epicentru și moment de declanșare este bine determinat. În timpul experiențelor au fost urmărite și curbele de drum-timp (hodocronele) în care sînt consemnate, pentru undele P, S și L, corelația dintre timpul de sosire al undelor la o stație înregistratoare și distanța acesteia față de hipocentru. Cu ajutorul acestor curbe, care exprimă cu multă acuratețe vitezele undelor de volum, au putut fi determinate anomalii, adică abaterile de timp ale sosirii unor unde față de timpul teoretic calculat. Aceste anomalii de drum-timp (sau reziduale) reflectă abaterile de constituție ale păăturilor străbătute oferind prețioase informații asupra lor. În sfîrșit, dintre achizițiile mai noi ale seismologiei, cu largă utilizare în definirea structurii globului, este și noțiunea de anelasticitate, care exprimă procesul care duce la atenuarea undelor seismice. Atenuarea se datorește imperfecțiunii de elasticitate datorită fricțiunii interne din materia solidă. Atenuarea anelastică este măsurată cu un factor de calitate Q denumit *factor specific de atenuare seismică* și el se exprimă prin valori convenționale (Knopoff, 1964). Experiențele efectuate pe metale și roci au dat pentru cele din urmă un Q de 50—1 000, un Q scăzut reprezentînd o atenuare puternică a undelor seismice. Factorul Q este foarte sensibil la temperatură și la schimbările de fază ale materiei reflectînd bine starea parțială de topire. Așa de exemplu, stratul cu Q scăzut din manta este interpretat ca fiind aproape de punctul de topire.

Cu aceste cîteva considerații de ordin general asupra metodelor moderne ale seismologiei să examinăm rezultatele obținute în ce privește structura globului.

Prima indicație asupra structurii concentrice a globului aparține geologului englez Richard Dixon Oldham, care a constatat că propagarea undelor seismice nu se face uniform și că variațiile de viteză ale acestora spre interior trebuie puse pe seama unei schimbări a naturii materialului străbătut. În 1909 geofizicianul croat Andrei Mohorovičić a descoperit, studiînd un cutremur care a afectat Peninsula Balcanică, un fapt cu totul remarcabil, că schimbarea vitezei undelor se face foarte brusc, ca și cum în glob ar exista discontinuități pronunțate între diversele păături constitutive. El a pus în evidență o astfel de discontinuitate la adîncimea de 50—70 km, discontinuitate ce îi poartă astăzi numele și în raport cu care se separă prima păătură a globului, crusta (scoarța), de următoarea, mantaua. Pe drumul deschis de Mohorovičić s-au făcut ulterior alte descoperiri de acest fel. În 1913 geofizicianul american Beno Gutenberg a descoperit o discontinuitate la adîncimea de 2 900 km (discontinuitatea Gutenberg), în raport de care se separă mantaua de nucleu. Prin aceasta erau stabilite cele trei principale diviziuni ale globului, crusta, mantaua și nucleul. S-a văzut însă că acestea nu sînt perfect omogene

și că ele la rândul lor pot fi subdivizate. Astfel în 1928 seismologul W.C. Repetti a sugerat existența unei discontinuități în manta la circa 1 000 km adâncime, pe baza căreia a separat o manta superioară de alta inferioară, apoi seismoloaga daneză Inge Lehmann a descoperit în 1936 că nucleul este la rândul său separabil într-un nucleu extern de altul intern printr-o discontinuitate situată la circa 5 000 km, pentru ca în 1942 seismologul englez Keith Edward Bullen să identifice între nucleul extern și cel intern o zonă de tranziție de doar 140 km grosime, situată între 4 980—5 120 km. În 1948 Beno Gutenberg a pus problema existenței în cadrul mantalei superioare a unei zone de viteză redusă de propagare a undelor seismice, apoi între cele două părți ale mantalei s-a separat o zonă de tranziție situată între 400—1000 km. În ultimul timp, datorită perfecționării metodelor de înregistrare a seismelor naturale, dar mai ales studiului seismelor provocate, în special prin explozii nucleare, s-au înregistrat mari progrese în cunoașterea mantalei superioare punându-se în evidență neomogenități laterale.

Pe baza datelor de mai sus, și evident a unui considerabil număr de lucrări care le-au confirmat, s-a obținut schema generală a structurii globului terestru din fig. 2.1. Pe baza caracteristicilor fiecărei pături în parte, Bullen a introdus

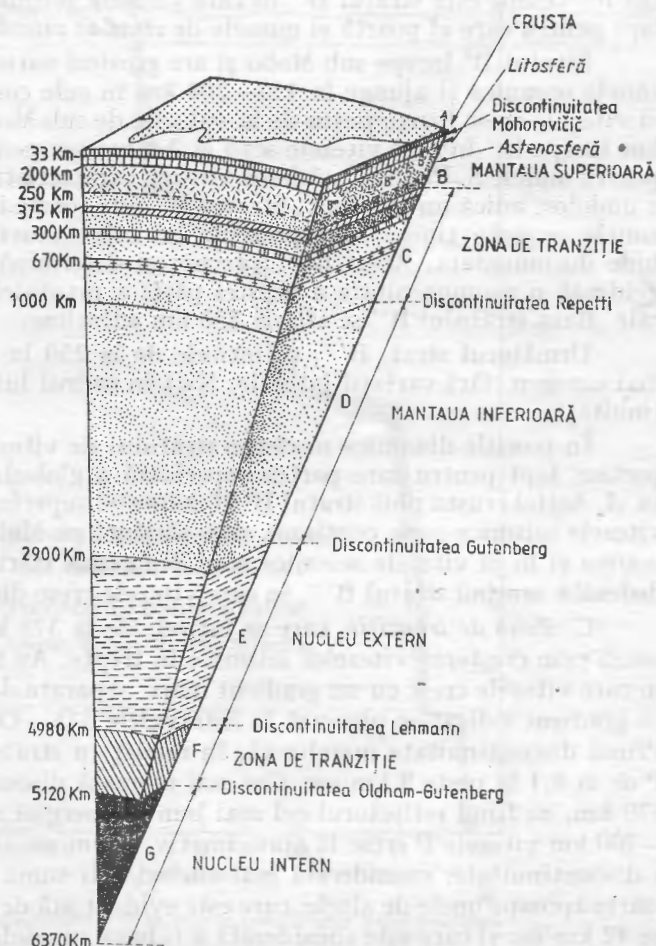


Fig. 2.1 — Structura internă a globului cu delimitarea principalelor 7 zone (notate A—G) și a discontinuităților dintre ele.

în 1942 o nomenclatură indicînd cu literele A, B, C...G aceste pături, nomenclatură completată ulterior cu subdiviziuni. În cele ce urmează vom prezenta principalele caracteristici seismice ale fiecărei pături după lucrarea de sinteză a lui Bullen din 1967 cu completări.

A. *Crusta* prezintă o mare variabilitate în ce privește viteza de propagare a undelor de volum (P și S), ceea ce reflectă o compoziție și structură complicată. Nu intrăm în detalierea acestora deoarece le vom examina amănunțit într-un alt capitol. În ce privește grosimea, crusta are sub oceane 5—8 km și ajunge sub vechile scuturi continentale la 80 km. Grosimea medie pentru zonele continentale este de 33 km.

B. *Mantaua superioară* începe sub discontinuitatea lui Mohorovičić (denumită pe scurt Moho) unde vitezele seismice cunosc o creștere bruscă, de la 6,9 km/sec la 8,1 km/sec pentru undele P și de la 4,5 la 4,7 km/sec pentru undele S. Această săritură a generat numeroase interpretări după cum vom vedea mai departe. În cadrul mantalei superioare vitezele seismice prezintă variații care au dus la separarea acestora în trei pături denumite convențional B' B'' și B'''. Dintre acestea interesant este stratul B'' în care vitezele seismice cunosc o scădere notabilă, fapt pentru care el poartă și numele de strat de viteză redusă.

Stratul B' începe sub Moho și are grosimi variabile: 50—70 km în medie în zonele oceanice și ajunge la 150—200 km în cele continentale vechi (scuturi). În el vitezele cresc foarte puțin de la valorile de sub Moho. La adîncimea de 70—120 km începe B'' în care vitezele scad la 7,6 km/sec pentru undele P și la 4,0 km/sec pentru undele S. Pe lângă scăderea vitezei, caracteristică este și atenuarea puternică a undelor, adică un Q scăzut. Stratul B'' este foarte bine marcat sub oacene și sub zonele orogene tinere, dar prezența lui sub scuturile vechi continentale nu este bine documentată. Acest fapt, precum și determinări de viteze seismice pun în evidență o neomogenitate a acestei părți a mantalei superioare cu variații laterale. Baza stratului B'' se află la 250 km adîncime.

Următorul strat, B''', se întinde de la 250 la 375—400 km și el este mult mai omogen, fără variații laterale. Nici în cadrul lui nu au fost detectate discontinuități.

În teoriile dinamice moderne stratului de viteză redusă îi revine un rol important fapt pentru care partea superioară a globului a fost împărțită în raport cu el. Astfel crusta plus stratul B' al mantalei superioare formează *litosfera* în care vitezele seismice cresc continuu, cu o săritură pe Moho. Stratul B'' formează *astenosfera* și în el vitezele seismice scad din cauza stării semirigide a materialului, dedesubt urmînd stratul B''', în care vitezele cresc din nou cu un gradient normal.

C. *Zona de tranziție*, care se întinde de la 375 km la 1 000 km, se caracterizează prin creșterea vitezelor seismice în trepte. Au fost detectate astfel trei zone în care vitezele cresc cu un gradient mare, separate de altele mai omogene. Zonele cu gradient ridicat se plasează în intervalele 375—430, 500—570 și 670—700 km. Prima discontinuitate marchează, în raport cu stratul B''' o creștere a vitezelor P de la 8,1 la peste 9 km/sec. Cea mai marcată discontinuitate este însă cea de la 670 km, ea fiind reflectorul cel mai bun al energiei seismice. În intervalul 670—700 km vitezele P cresc la aproximativ 11 km/sec. În sfîrșit, la 1 000 km se află o discontinuitate, considerată mai curînd a fi suma unor discontinuități situate foarte aproape unele de altele, care este evidențiată de trecerea la o viteză de aproape 12 km/sec și care este considerată a fi baza zonei de tranziție.

Discontinuitățile, sau mai bine zis zonele de discontinuitate, sînt bine puse în evidență în zonele continentale (fig. 2.2). În zonele oceanice trecerea de la manta superioară la cea inferioară are alte caractere. Astfel, discontinuitatea de la 375 km este evidentă, o slabă reflecție detectîndu-se însă la 410 km. A doua discontinuitate se găsește la 520 km (corespunzînd celei de la 670 km sub continente), apoi la 940 km și la 1 250 km, cea din urmă sugerînd baza zonei de tranziție sub oceane. Diferența dintre zonele infracontinentale și cele infraoceanice arată că există variații semnificative în manta.

D. *Mantaua inferioară*, care se întinde de la circa 1 000 km pînă la discontinuitatea lui Gutenberg (de la 2 900 km), prezintă o creștere gradată a vitezelor seismice. Există totuși două discontinuități detectate, la 1 200 km și la 1 900 km. Creșterea este continuă pînă la 2 700 km, apoi, pe ultimii 200 km ai mantalei gra-

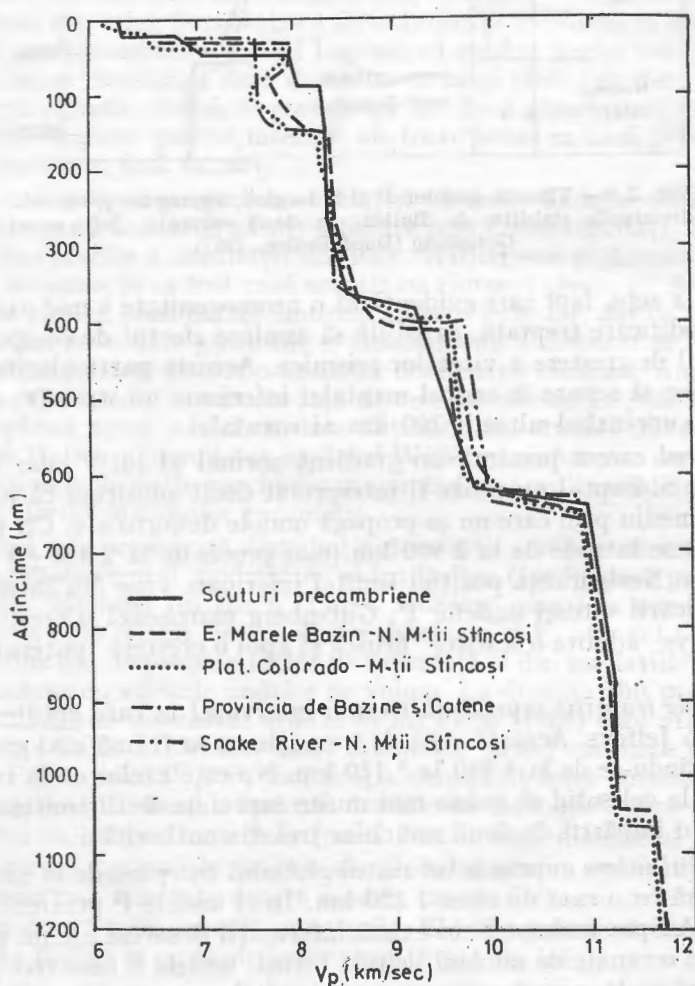


Fig. 2.2 — Vitezele undelor P în manta sub diverse zone continentale (După Archambeau et al., 1969; Hales, 1972).

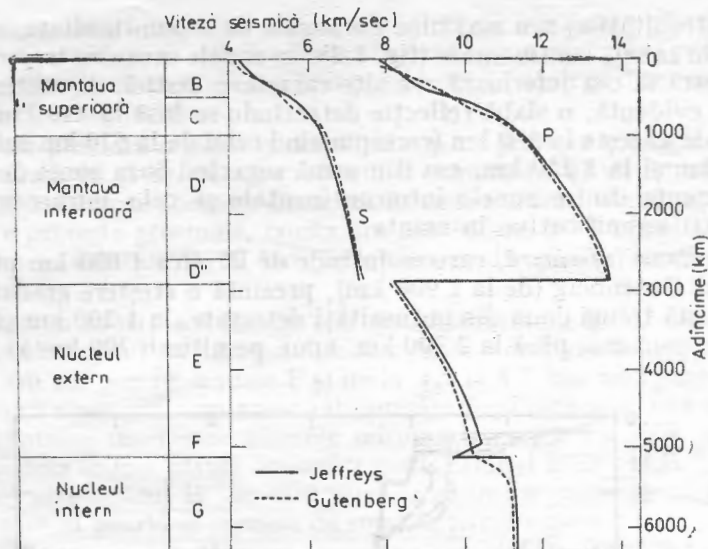


Fig. 2.3 — Vitezele undelor P și S în glob, suprapuse peste subdiviziunile stabilite de Bullen, în două variante, Jeffreys și Gutenberg (După Bullen, 1967).

dientul scade la zero, fapt care evidențiază o neomogenitate a materialului pe verticală cu o modificare treptată, capabilă să anuleze efectul de compresibilitate și deci gradientul de creștere a vitezelor seismice. Această particularitate l-a determinat pe Bullen să separe în cadrul mantalei inferioare un strat D', de altul D'', cel din urmă cuprinzând ultimii 200 km ai mantalei.

E. *Nucleul extern* prezintă un gradient normal al lui V_p dar este complet opac la undele S. Faptul nu poate fi interpretat decât admitând că pătura este în stare lichidă, mediu prin care nu se propagă undele de forfecare. Cât privește delimitarea lui, el se întinde de la 2 900 km (mai precis de la $2\,898 \pm 3$ km) până la circa 5 120 km. Nesiguranța poziției limitei inferioare vine din interpretări diferite ale modificării vitezei undelor P. Gutenberg marchează o creștere bruscă în timp ce Jeffreys admite o scădere bruscă și apoi o creștere puternică a vitezei (fig. 2.3).

F. *Zona de tranziție* reprezintă tocmai intervalul în care gradientul lui P ar fi negativ după Jeffreys. Această zonă de tranziție nu ar fi însă mai groasă de circa 150 km, întinzându-se de la 4 980 la 5 120 km. Nu este exclus ca la trecerea de la nucleul lichid la cel solid să existe mai multe suprafețe de discontinuitate, întregul nucleu fiind împărțit de două sau chiar trei discontinuități.

G. *Nucleul intern* cuprinde tot restul globului începînd de la zona de tranziție, fiind o sferă cu o rază de circa 1 250 km. În el undele P prezintă un gradient foarte scăzut. Asupra undelor S nu există informații deoarece ele nu pot pătrunde pînă aici, fiind ecranate de nucleul lichid. Totuși, undele P care trec prin nucleul intern generează unde secundare S care au putut fi detectate cu greu dar care indică starea solidă a materiei ce constituie nucleul.

2. Variațiile densității.

Primele determinări ale densității medii a Pământului datează de la mijlocul secolului al XVIII-lea și ele s-au bazat pe determinarea masei prin devierea unui fir de plumb de la verticală la marginea unui masiv muntos. Rezultatul obținut atunci, de $\rho = 5 \text{ g/cm}^3$, a fost îmbunătățit ulterior de Cavendish în 1798 care a găsit, pe baza unei memorabile experiențe, valoarea de $5,5 \text{ g/cm}^3$, aproape conformă cu cele mai noi determinări care dau $45,517 \text{ g/cm}^3$. Având în vedere densitatea medie a rocilor de la suprafață, valoarea medie a lui Cavendish a arătat că interiorul globului trebuie să fie de cel puțin două ori mai dens, ceea ce a dus la concluzia unei neomogenități în ce privește constituția lui. În acest sens se poate afirma că densitatea crește continuu de la exterior spre interior, fără descreșteri care ar duce la o instabilitate mecanică. Odată cu aceste constatări s-a pus problema determinării variației densității cu adâncimea, propunându-se diverse modele, cum ar fi cele pur matematice ale lui Legendre-Laplace, Roche sau G.H. Darwin, care leagă valoarea densității doar de valoarea razei globului, deci de adâncimea la care este considerată. Astfel de modele au dat $2-3 \text{ g/cm}^3$ pentru suprafața Pământului și $10-12 \text{ g/cm}^3$ pentru interior, ele toate având ca bază premisa că densitatea crește continuu, fără salturi.

Odată cu descoperirea, pe baza variației vitezelor undelor seismice, a structurii concentrice a globului, cu păături separate prin discontinuități, s-a pus problema definirii mai precise a densității acestora. Williamson și Adams au utilizat în 1923 vitezele seismice în cadrul unei ecuații cu ajutorul căreia au determinat densitatea a patru păături, considerate omogene în interiorul lor, dar cu variații bruște între ele. Plecând de la date geochimice, Goldschmidt a elaborat în 1922 un model în care a conferit fiecărei păături o anumită compoziție chimică, din care a dedus valori ale densității, relativ corecte față de cele admise astăzi, iar Buddington și Daly au completat acest model cu date obținute din studiul meteoriților. Începând din 1936 Bullen a completat modelul Williamson-Adams, considerat ca cel mai valabil, cu date de ordin geochimic propunând mai multe modele obținute prin modificarea valorilor diversilor parametri.

În fig. 2.4 este prezentată distribuția densității conform mai multor modele. Astfel în stînga este figurat modelul A' al lui Bullen (1967) bazat pe formula Williamson-Adams. Modelul lui Birch (1961), referitor numai la manta, se bazează pe presupunerea unei relații liniare dintre densitate și V_p , iar cel al lui Anderson (1967) este dedus din dispersia undelor de suprafață și din oscilațiile libere ale globului în conexiune cu vitezele undelor de volum. La dreapta sînt prezentate rezultatele unui extrem de interesant studiu al lui Press (1968) care utilizînd metoda statistică Monte Carlo a furnizat unui calculator valori continue pentru diferiți parametri ai Pământului (V_p , V_s , distribuția densității între anumite limite etc.). Prin combinații calculatorul a furnizat 5 milioane de modele care au fost testate apoi cu diverse valori geofizice reale (masa Pământului, momentul de inerție, hodocone seismice, perioadele proprii ale globului pentru oscilațiile libere etc.). În acest mod au fost selectate doar 6 modele care satisfăceau datele cunoscute; și dintre acestea doar 3 s-au dovedit verosimile. Ele sînt prezentate împreună cu modelul A' al lui Bullen și cu limitele de posibilitate ale lui ρ .

Din analiza datelor figurate rezultă o mare variație a densității în mantaua superioară, ceea ce vine să confirme neomogenitatea acesteia. Se observă de asemenea săritura bruscă de la limita manta/nucleu și o altă săritură bruscă în zona

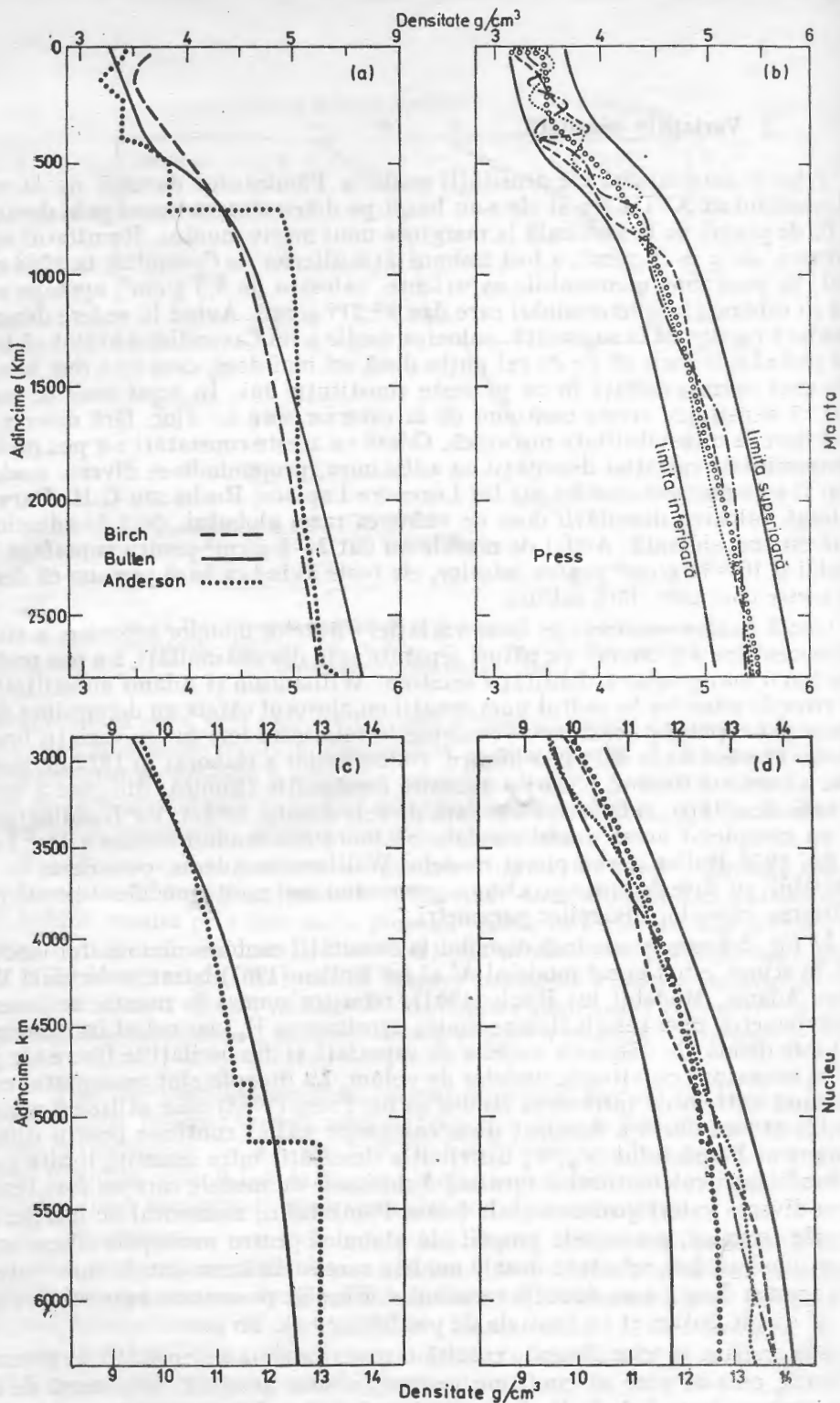


Fig. 2.4 — Distribuția densității în manta și în nucleu. În stînga (a și c) în variantele propuse de Birch, Bullen și Anderson, iar în dreapta (b și d) în trei variante obținute prin metoda Monte Carlo, comparate cu curba lui Bullen (cercuri) (După Wyllie, 1971).

de tranziție de la nucleul extern la cel intern, ultima neevidențiată de modelul Bullen dar bine precizată de modelul Anderson și de modelele Monte Carlo. Din această cauză există între modele o diferență relativ mare pentru densitatea nucleului, ($12,8 \text{ g/cm}^3$). Reținem de asemenea, pentru considerațiile de mai târziu în ce privește compoziția mantalei superioare, valoarea de $3,34\text{--}3,54 \text{ g/cm}^3$ a acesteia.

3. Variația presiunii și a gravității cu adâncimea.

Distribuția densității și vitezele undelor seismice permit calcularea variației presiunii și a valorii gravității precum și a tuturor parametrilor de elasticitate din interiorul globului. Rezultatul acestor calcule este redat în fig. 2.5.

Presiunea, în megabari (Mb) prezintă, cum este de așteptat, o creștere continuă, de la zero la suprafață, până la 3,8 Mb în centrul globului. Curba prezintă două inflexiuni importante, la 3 000 km, de unde în nucleul extern gradientul începe să crească mai puternic, și pe la 5 000 km, din cauza creșterii foarte lente a gradientului în nucleul intern. Se pare astfel că nucleul extern este sediul celei mai puternice creșteri a presiunii, ceea ce vine să confirme natura sa lichidă.

Pentru a se stabili valoarea gravității a fost calculată la început masa m a materialului cuprins în sfere de rază r în funcție de densitate. Luându-se pentru r valori succesive de la 0 (centrul Pământului) la 6 300 km (suprafața), a fost calculată accelerația gravității pentru diversele nivele de adâncime, rezultatul fiind integrat în curba din fig. 2.5. (b) în care gravitatea este dată în 10^2 cm/sec^2 . Deoa-

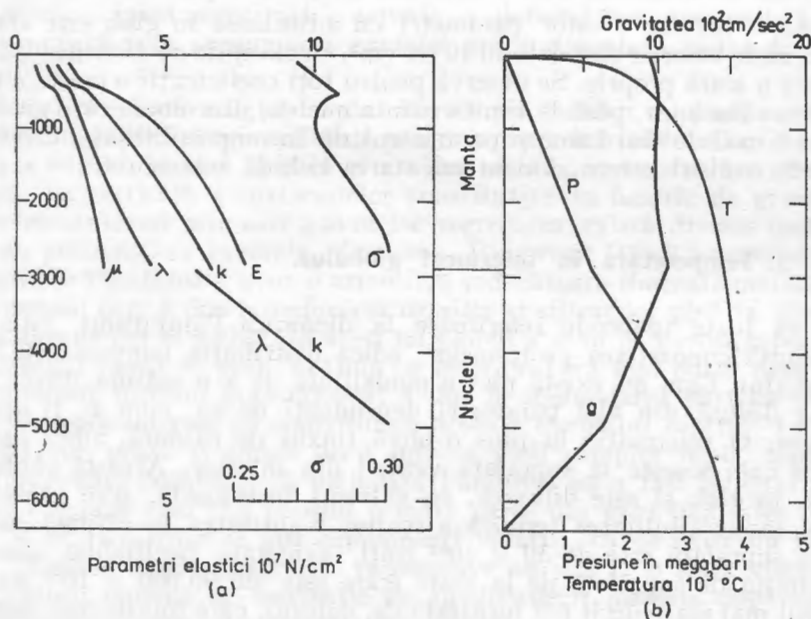


Fig. 2.5 — Variațiile principalilor parametri fizici în glob: μ , rigiditatea; λ , parametrul lui Lamé; k , incompresibilitatea; E , modulul lui Young; σ , coeficientul lui Poisson; P , presiunea; g , intensitatea gravității; T , temperatura (După Wyllie, 1971).

rece masa care generează efectul gravitațional este tot mai mică cu adâncimea valoarea lui g scade pînă ajunge zero în centrul Pămîntului. Inflexiunile pe care le face curba se corelează cu variațiile de densitate din fig. 2.4. (a și b).

4. Variația proprietăților elastice cu adâncimea.

Pentru a se cunoaște dinamica globului și de o mare importanță este cunoașterea proprietăților sale elastice. Acestea pot fi apreciate în funcție de variația vitezelor seismice și a distribuției densității. În fig. 2.5. sînt prezentate variațiile parametrilor prin care se definesc calitățile elastice. Astfel, μ reprezintă *rigiditatea* (shear-modulus) prin care se exprimă gradul în care un material rezistă la o forță ce tinde să-i modifice forma. La un fluid perfect este zero iar starea de fluid se menține pînă la o valoare de circa 10^7 N/cm². Al doilea parametru este k ce exprimă *incompresibilitatea* (bulk-modulus), adică măsura în care un material rezistă la o forță ce tinde să determine o compresie (sau o dilatare). Inversul lui k , $1/k$, este compresibilitatea. Valoarea lui k separă lichidele de gaze, primele avînd $k = 10^5$ N/cm², iar gazele, $k = 10$ N/cm². Al treilea parametru îl constituie modulul lui Young, denumit și *modulul de elasticitate*, notat cu E . El exprimă măsura în care un material supus unei forțe rezistă la modificarea lungimii lui. Cu cît E este mai mare, cu atît modificarea de lungime este mai mică, cauciucul avînd astfel un E foarte mic, în timp ce oțelul are un E foarte mare. Modulul de elasticitate poate fi aplicat în aceeași măsură și la deformările de încovoiere, nu numai de întindere.

Evoluția tuturor acestor parametri cu adâncimea în glob este arătată în fig. 2.5. a, unde valorile sînt date în 10^7 N/cm², cu excepția coeficientului lui Poisson care are o scară proprie. Se observă pentru toți coeficienții o creștere treptată a valorii cu adâncimea, pînă la limita manta/nucleu, dincolo de care nu mai sînt trecuți decît modulul lui Lamé și parametrul de incompresibilitate. Creșterea lor puternică în nucleul extern evidențiază starea lichidă a acestuia.

5. Temperatura în interiorul globului.

Pentru toate ipotezele referitoare la dinamica Pămîntului, este extrem de importantă cunoașterea geotermelor, adică distribuția temperaturii în interiorul globului. Cum nu există nici o modalitate de a o măsura direct în glob ea trebuie dedusă din alți parametri dependenți de ea, cum ar fi densitatea și presiunea. O informație în plus o oferă fluxul de căldură, adică cantitatea de căldură care sosește la suprafață venind din interior. Această căldură este acumulată în glob și este difuzată, cu extremă încetineală, spre suprafață, în funcție de conductibilitatea termică a rocilor. Cantitatea de căldură sosită din interior la suprafață este de 30×10^{12} wați, cantitate neglijabilă comparativ cu cea primită de suprafață de la soare (care este de $90\,000 \times 10^{12}$ wați), dar considerabil mai mare decît cea furnizată de vulcani, care totalizează doar $0,1 \times 10^{12}$ wați. Dacă ținem seama de faptul că penetrabilitatea căldurii solare este extrem de mică (la 10 m adâncime fluctuațiile sezoniere sînt de abia detectabile, și cu un an întîrziere), ne dăm seama că mersul izotermelor este dependent doar de căldura „acumulată” în interior. Ori, nu se poate construi nici

o teorie asupra acesteia fără să se plece de la o ipoteză asupra formării Pământului.

Pentru formarea Pământului există două teorii fundamentale: (1) el s-a format dintr-o masă incandescentă inițială care s-a răcit treptat și (2) el s-a format prin acrețiunea materialului cosmic. Dar, chiar dacă se adoptă ipoteza formării „la rece”, trebuie admisă o încălzire ulterioară, cu topire parțială, după care a urmat răcirea, exact în sensul statuat de ipoteza genezei „la cald”.

În general ipoteza „la rece” se bucură actualmente de o mai mare audiență, admitându-se o temperatură inițială foarte coborâtă, mult sub punctul de topire al silicaților. Timpul de acrețiune este estimat a fi de ordinul a 10^8 ani, ceea ce este relativ puțin, dar pe seama acestei scurtimi pot fi puse importante procese de încălzire treptată a globului. Primul îl constituie dezintegrarea izotopilor radioactivi de viață lungă. Astfel U^{238} , Sm^{146} , Pu^{244} , Cm^{247} au timp de jumătăți de viață suficient pentru a duce la o încălzire considerabilă a globului în timpul de 10^7 ani și chiar 10^8 ani de la formarea sa. Dacă întreaga căldură generată astfel ar fi fost reținută de Pământ, se apreciază că ridicarea temperaturii ar fi fost de ordinul a 2000—3000°C.

Al doilea proces termogenerator îl reprezintă comprimarea adiabatică. Cu toate că nu se cunosc o seamă de factori (mai ales variația coeficientului de dilatare termică), se apreciază că o creștere a temperaturii cu câteva sute de grade este verosimilă prin acest proces. Mai eficientă se pare că a fost însă energia potențială a atracției gravitaționale reciproce a particulelor de praf cosmic. Această energie, eliberată după agregare și transformată în energie cinetică prin ciocnire, fie că a fost îndepărtată prin radiație, fie s-a acumulat în interiorul globului. Pentru cazul constituției actuale a globului s-a apreciat că ridicarea de temperatură prin consumarea energiei gravitaționale a putut fi de aproximativ 1600°C.

Modul prin care un glob născut la rece s-a încălzit nu pune așadar probleme. Cert este faptul că un astfel de proces a avut într-adevăr loc căci altfel nu am putea explica modul în care el a ajuns să aibă o structură concentrică, cu o etajare pe verticală a materialelor constitutive în funcție de greutate. În ce privește mecanismul prin care a avut loc segregarea, există diverse ipoteze dintre care vom prezenta, ca exemplu, doar una. Ringwood (1960) a presupus că în stadiile inițiale Pământul a avut o atmosferă reducătoare (formată mai ales din carbon și metan) care a dus la reducerea oxizilor și silicaților până la aliaje metalice, mai ales de fier și nichel. În acest fel globul a avut la partea superioară compuși metalici denși și grei, în timp ce interiorul era mai puțin dens. Un astfel de aranjament instabil gravitațional a dus la scufundarea părților metalice de la exterior spre interior cu constituirea acolo a nucleului central. Un proces de acest fel nu poate fi admis decât într-un glob complet topit, fapt negat de Urey (1962) care consideră că niciodată Pământul nu a fost integral topit căci, în acest caz, așa cum și-a pierdut o mare parte din gaze (mai ales hidrogen și heliu), el ar fi pierdut și alți componenți volatili, ca de exemplu Hg, As, Cd și Zn. El crede că dezintegrările radioactive au dus la o stare vâscoasă care a făcut posibili curenți de convecție ce au distribuit materia după densitate și au împrăștiat căldura spre suprafață.

După cum se vede nici mecanismul segregăției după densitate, nici faptul dacă Pământul a trecut printr-o stare complet lichidă sau numai parțial lichidă nu sînt probleme definitiv tranșate. Cert este că el s-a consolidat treptat ducînd

la starea actuală. Dar, cum a mers consolidarea: de la interior la exterior, sau invers? Indiferent de răspuns el trebuie să țină seama de un fapt cu totul enigmatic, menținerea între două păături solide, nucleul intern și mantaua inferioară, a unei păături lichide, nucleul extern.

Este de așteptat ca temperatura în glob să prezinte un gradient continuu de creștere dinspre suprafață spre interior. Cu toate acestea la limita dintre man-

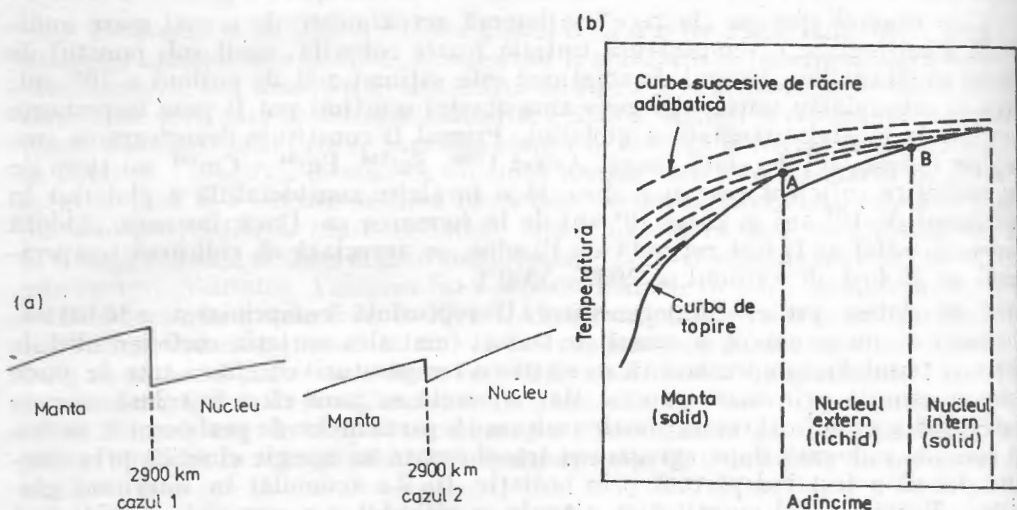


Fig. 2.6 — (a) Două forme ale curbei punctului de topire la nivelul manta/nucleu; (b) Curba punctului de topire și adiabate succesive în interiorul globului (După Jacobs et al., 1974).

tau inferioară și nucleul exterior trebuie să existe o discontinuitate, o săritură a curbei de topire care să justifice trecerea bruscă de la starea solidă la cea lichidă. Forma acestei discontinuități nu poate fi decât de tipul celor din fig. 2.6 cu punctul de topire al mantalei deasupra curbei de temperatură, iar cu cel din nucleul lichid dedesubt. Diferența dintre cele două cazuri rezidă în faptul că în 1 curba de topire nu depășește nicăieri temperatura din manta în timp ce în 2 ea ajunge să o depășească. Când Pământul aflat în stare lichidă a început să se răcească, el a trecut prin faze termice succesive reprezentate prin adiabatele din fig. 2.6 (b). Când curba reprezentând temperatura adiabatică a intersectat curba reprezentând temperatura de topire, a început consolidarea. Aceasta s-a întâmplat la început în centrul globului. Când temperatura adiabatică a coborât până a atins punctul B de pe curba de topire, consolidarea nu a mai avut loc, până în punctul A, când, din cauza săriturii determinate de natura diferită a materialului, curba de topire a atins din nou adiabata, aici începând iarăși solidificarea. În felul acesta pătura dintre A și B, respectiv nucleul extern, a rămas lichid între păturile solidificate, rămânând prizonier ca atare, chiar după ce temperatura adiabatică a scăzut mult. Explicația aceasta este teoretică și pe baza ei nu se pot atribui temperaturi specifice procesului. Ea este interesantă însă prin faptul că ne dă o idee asupra mersului curbei de temperatură în adâncime. Astfel, dacă săritura la limita manta/nucleu ar fi fost de tipul 1 din fig. 2.6 (a), nu ar fi fost posibilă consolidarea nucleului intern

Am fi avut un nucleu integral lichid acoperit de o manta solidă. Și încă o informație în plus pe care ne-o furnizează această ipoteză: ea nu este valabilă decât plecându-se de la un glob integral lichid. Un glob născut la rece și care nu a ajuns în stare lichidă, nu ar fi putut niciodată să aibă un nucleu extern lichid peste unul intern, solid.

Considerațiile de mai sus au fost necesare deoarece pe baza lor se poate aprecia temperatura din interiorul Pământului. Punctul de plecare îl oferă datele seismice, interpretate în lumina teoriei corpului solid, și datele experimentale de determinare a punctului de topire a materialelor prezumate a constitui interiorul globului. Astfel, Simon (1973) a estimat punctul de topire al fierului și, extrapolându-l la presiunile din adâncime, a determinat o curbă de topire pentru nucleu, la care Bullard (1954) a adăugat și punctul de topire al mantalei la limita cu nucleul. Pe baza acestora, Jacobs (1954) a determinat pentru punctul B din fig. 2.6 (b) valoarea de circa 3600°C iar pentru punctul A circa 3300°C. Prelungirea curbei până în interiorul globului conferă acestui punct circa 3900°C, în nici un caz mai mult deoarece nucleul nu s-ar mai menține în stare solidă. Curba este prezentată în fig. 2.5.(b).

6. Compoziția chimică și mineralogică a globului.

Compoziția chimică a globului și a păturilor componente este dedusă dintr-o sumă de date geofizice și geologice. Dintre cele mai importante sînt informațiile, extrem de complexe, pe care le furnizează seismele (în special prin undele de volum și oscilațiile libere), care arată vitezele de deplasare a undelor, viteze care sînt dependente de natura materialului străbătut. Datele astfel obținute sînt comparate cu vitezele determinate în laborator pe anumite roci ce sînt presupuse a exista și în glob. Rezultatele nu sînt însă perfect concludente deoarece determinările în laborator se fac la presiuni mult coborîte față de cele existente în interiorul globului, presiuni ce nu pot fi realizate în laborator. De aceea începînd din 1963 a fost elaborată o metodă de creare a unor mari presiuni de scurtă durată printr-o puternică explozie cu efectul dirijat asupra materialului studiat. Explozia creează o undă de șoc care se deplasează cu o viteză superioară vitezei de deplasare a particulelor din materialul testat. Efectul este al unei presiuni de ordinul zecilor de mii de atmosfere și este redat în termeni de viteze hidrodinamice raportate la densitate. Datele de unde-șoc sînt cele care pun cea mai severă limitare diverselor ipoteze asupra compoziției interiorului globului.

O altă metodă extrem de utilă în determinarea alcătuirii chimice și mineralogice a Pământului îl oferă studiul meteoriților. Considerați a proveni din explozia unui corp ceresc situat cîndva între Marte și Jupiter, ei trebuie să reflecte compoziția unei planete cu structură concentrică, din familia Soarelui și care a avut o zestre chimică inițială similară dacă nu identică, cu a Pământului. Meteoriții se împart în (fig. 2.7): *sideriți*, meteoriți fieroși compuși aproape integral dintr-un aliaj de nichel și fier, *sideroliți*, alcătuiți în cantitate egală din aliajul nichel-fier și silicați și *aeroliți*, denumiți și meteoriți litici, care cuprind silicați de fier și magneziu metalic. Aeroliții se împart la rîndul lor în două tipuri distincte: *meteoriții chondritici*, care reprezintă numeric mai mult de 80% din toți meteoriții căzuți pe Pământ și care sînt formați în principal

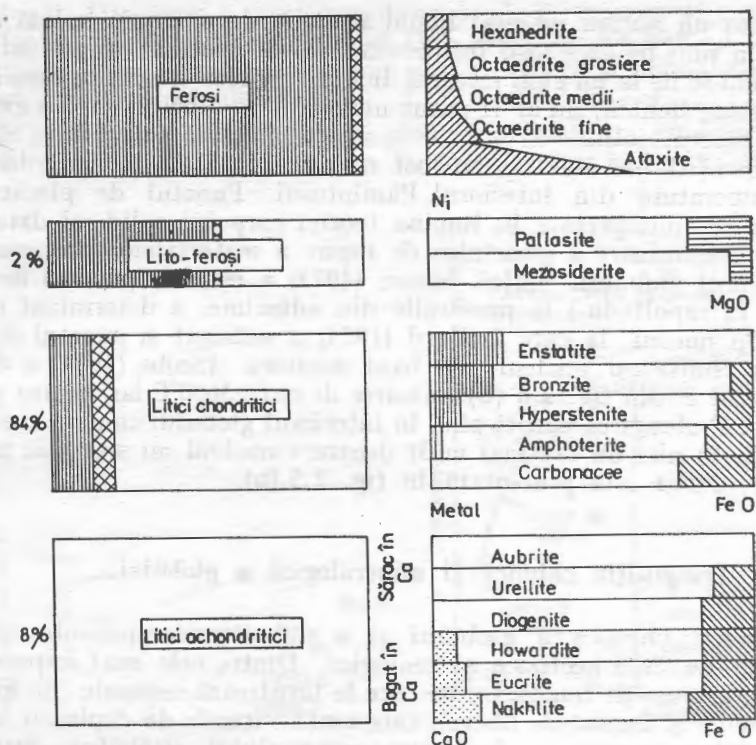


Fig. 2.7 - Clasificarea meteoriților. În stînga cele patru clase principale definite după conținutul în FeNi (hașurat vertical), FeS (hașurat oblic) și silicați (în alb). În dreapta subdiviziunile după criterii structurale și compoziționale (După Anders, 1968).

din olivină, piroxenii, oligoclaz, troilit și pete de fier-nichel, la care se adaugă, în mod cu totul secundar cantitativ, dar foarte semnificativ, încă circa 50 minerale cunoscute și pe Pământ. Elementul lor caracteristic îl reprezintă niște incluziuni sferice denumite chondrule, de 1 mm diametru, formate din silicați și puțin nichel metalic, uneori sticlă, și care sînt considerate a fi picături lichide consolidate brusc provenite din materia cosmică inițială. Din această cauză compoziția chondritelor este luată ca reper geochimic, la ea fiind raportate diferitele compoziții de roci de pe Pământ, Lună sau alți meteoriți, termenii de îmbogățire sau sărăcire în diferite elemente fiind în raport cu acestea. O categorie aparte a chondritelor o reprezintă grupa *chondritelor carbonatice*, meteoriți foarte puțin denși (sub $2,2 \text{ g/cm}^3$), extrem de rari, foarte închiși la culoare din cauza unui material negru ce seamănă cu smoala și care este un polimer complex de greutate moleculară mare și care a fost, în mod nejustificat, interpretat, ca fiind o dovadă a vieții extraterestre. A doua grupă a aeroliților o formează *meteoriții achondritici*, care nu au chondrule și care seamănă atât ca compoziție (piroxeni și plagioclaz) cît și ca structură, cu rocile vulcanice terestre, respectiv cu un gabbrou. Marea varietate a meteoriților permite asemănarea lor cu diversele pături constitutive ale globului terestru, respectiv sideriții cu nucleul și aeroliții cu mantaua.

Datele seismice și de unde-șoc arată că raportul de masă între manta și nucleu este de 32/68, ceea ce reprezintă o greutate atomică medie de 22,4 pentru manta și de 47,0 pentru nucleu. S-a constatat că nu există nici o clasă de meteoriți care să se apropie de aceste valori (ei oscilând între 23,4 la chondritele carbonatice și 55,0 la sideriți), dar că se pot imagina amestecuri care să fie compatibile cu situația din glob. Astfel s-a propus un amestec de 32,4% compoziție de sideriți cu 67,6% de chondrite cu bronzit, sau alt amestec de 40% chondrite carbonatice, 50% chondrite ordinare și 10% sideriți, sau în sfârșit, un amestec de porțiuni nevolatile de chondrite carbonatice cu fier și siliciu. În toate trei variantele rezultă că cele mai abundente elemente sînt fierul și oxigenul, urmate de siliciu și magneziu care împreună fac ceva mai mult de 90% din glob, restul fiind Ca, Al, Ni, Na și ceva S.

Cele de mai sus sînt estimări chimice globale. Important este de a cunoaște modul în care elementele se combină în diversele minerale, iar acestea în roci. În acest sens compoziția mineralogică și petrografică a crustei nu pune probleme deosebite căci pentru ea dispunem de o cunoaștere directă, cel puțin pentru partea ei superioară. Astfel, sub un strat sedimentar continentele sînt formate dintr-o pătură de compoziție granodioritică (Sialul lui Suess) sub care urmează o pătură de roci bazice. Cea din urmă a dat naștere la discuții controversate fiind considerată cînd bazaltică, cînd gabbroică, pentru ca în ultimul timp să prevaleze ideea unei compoziții mai acide cu roci intermediare (dioritice) în facies eclogitic și eventual în amestec cu amfibolite. Crusta oceanică este constituită tot din trei pături, din care prima este sedimentară, a doua bazaltică și a treia, și ea controversată, este considerată peridotitică, gabbroică sau serpentinitică, parțial metamorfozată. Constituția crustei va fi discutată în detaliu în capitolul consacrat crustei.

Mantaua (stratul B) începe cu o discontinuitate clară în raport cu crusta (Moho), denotînd o modificare puternică a materialului constitutiv. Două idei se înfruntă în explicația acestei discontinuități: Moho marchează o diferență compozițională chimică sau doar o diferență de fază mineralogică. Indiferent de soluția adoptată, un fapt este incontestabil, că mantaua superioară este formată dintr-un agregat ce cuprinde olivină magneziană, piroxeni și granați în proporții diferite. Stratul B de viteză redusă se explică prin prezența unei stări de topire parțială, datorită fie gradientului de temperatură care intersectează curba solidului, fie unei cantități mici de apă care coboară punctul de topire al peridotitului. Nu este exclusă și o oarecare diferențiere structurală în sensul că stratul B are o compoziție de peridotite plagioclazice iar stratul B de peridotite cu granați.

Stratul de tranziție (C) începe cu discontinuitatea destul de marcată de la 400 km adîncime în care are loc o transformare importantă a materiei. Din cauza presiunii ridicate mineralele trec la o structură mai compactă cu coordinare superioară. Astfel olivina trece la o structură de tip spinel (mineralul denumit ringwoodit sau γ -spinel apoi la o structură și mai compactă, β -spinel) iar piroxeni suferă și ei transformări, luînd o structură de granat în mineralul denumit majorit. Pînă la adîncimea de 1050 km (limita mantalei inferioare) tendința de compactizare se accentuează și silicații îmbracă structuri tot mai compacte, de ilmenit, perovschit, corindon și al unui plumbat de stronțiu iar Si trece la coordonări superioare, octaedrice, în mineralul denumit stishovit. Aceste transformări au putut fi precizate prin experiențe cu unde-șoc și prin

determinări indirecte pe baza unor silicați artificiali, germanați, care trec prin aceleași schimbări de fază ca și silicații naturali dar la presiuni mai scăzute (Ringwood, 1969). În felul acesta a fost eliminată ideea unei modificări chimice care dusese la crearea unor entități (Crofesima și Nifesima) ce trebuia să marcheze o tranziție treptată prin apariția de elemente din ce în ce mai grele.

Efectul final al modificărilor de fază din stratul de tranziție este transformarea silicaților normali în structuri mai compacte, similare celor ale oxizilor denși. Faptul important este modificarea ordinului de coordinare a siliciului de la $1/4$ la $1/6$.

Trecerea de la stratul de tranziție la mantaua inferioară se face cu o creștere de 5% a densității, care poate fi pusă pe seama a două procese: transformări în ansambluri cu densități sporite sau o creștere a raportului Fe/Mg. Ansambluri mai dense decât cele din stratul de tranziție sînt greu de conceput și faptul că pe întreg intervalul de 1000 km al mantalei inferioare nu se cunosc alte creșteri de densitate arată că materia este omogenă. Pe de altă parte, comparația cu meteoriții arată că oxizii dominanți în Pămînt trebuie să fie SiO_2 (ca stishovit), MgO și FeO , dar un amestec izochimic al lor care să aibă o compoziție globală al unui peridotit granatifer are o densitate prea mică pentru mantaua inferioară. De aceea trebuie conceput un alt raport între acești componenți. Clark și Ringwood (1967) au considerat că este vorba de un raport molecular 1,5 de MgO/SiO_2 și 0,1 de $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ în componenți care ar fi o soluție solidă de oxizi cu structura periclazului și de metasilicați în soluție solidă cu structura ilmenitului. O astfel de compoziție răspunde cel mai bine datelor geofizice și geochemice (inclusiv deduse din studiul meteoriților). În concluzie se poate spune că în mantaua inferioară faza stabilă este dată de oxizi și metasilicați.

În ce privește compoziția nucleului, păreriile emise au fost foarte variate. Prin comparație cu meteoriții sideritici a fost considerat inițial ca fiind integral metalic feros. În 1941 Kuhn și Rittmann au emis ipoteza că ar fi format din hidrogen condensat pînă la o stare metalică în ideea că Soarele și Pămîntul ar avea aceeași compoziție, dar ipoteza nu mai poate fi susținută astăzi deoarece se știe că în nucleu nu sînt atinse presiunile necesare pentru condensarea hidrogenului.

În 1949 Ramsay a emis o ipoteză mai interesantă. El a presupus că, cu excepția crustei, întregul glob este omogen, format din silicați, care suferă diverse transformări de fază. Astfel la limita mantalei cu nucleul, din cauza presiunii și a temperaturii mari, are loc o transformare profundă care face ca electronii de pe orbitele atomice să-și piardă individualitatea și să fie „înghesuiți” generînd un material foarte dens, cu punct de topire coborît și mare conductibilitate electrică. Unul din argumentele acestei ipoteze a fost valoarea foarte coborîtă a indicelui lui Poisson (0,45), care nu ar fi compatibil cu un solid ci numai cu o fază electronică. Experiențele cu unde-șoc au arătat însă că fierul și cuprul pot ajunge la 2 Mb la valori de 0,43.

Studiile seismice de mare detaliu și experiențele cu unde-șoc au readus în discuție modelul unui nucleu metalic dar cu unele corecturi. Conform experiențelor cu unde-șoc, fierul prezintă la 2000°C (condițiile existente la limita manta/nucleu) densitatea de $11,2 \text{ g/cm}^3$, iar pentru condițiile din centrul Pămîntului, de 13 g/cm^3 . Acestea sînt valori prea ridicate față de valorile reale deduse din atenuarea undelor P, chiar dacă se operează o reducere pentru starea lichidă

	Invelișul	Zona	Discontinuități Km	Viteza undelor P (Km/s)	Viteza undelor S (Km/s)	Densitate (g/cm ³)	Gravitație (cm/sec ²)	Presiune $\times 10^{12}$ dyne/cm ²	Temperat. (C°)	Stare de agregare	Compoziție chimică			
CRUSTĂ	Strat granitic	A	Conrad 20	5,6	3		981	0,01	20	solid eterogen	silicați de Al	Sial	CRUSTĂ	Litosferă
	Strat bazaltic			6,5	3,7	2,7			450					
		B	Mohorovičić 30-70	6,9		3,0	935	0,09	1177			Sima	CRUSTĂ	Litosferă
				8,1	4,7	3,3	985	0,14		solid omogen	silicați de Mg			
MANTA	Mantaua superioară	C	Repetti 1000	11,4	6,4	4,7	995	0,39	1728	plastic 100	silicați Al, Fe, Mg și metasilicați	Manta	MANTA	Mezosteră
	Zonă de tranzitie				6,4					solid	oxizi de Si Fe Mg și metasilicați			
	Mantaua inferioară	D	Wiechert- Gutenberg 2900	1,36	7,3	6,7	1030	1,37	2111			Nife	NUCLEU	Centrosferă
				8,10		9,7	1030			solid probabil omogen	lichid metalic de Fe, Ni și Si (±S)			
NUCLEU		E	Lehmann 4980			11,5		3,17		fluid omogen	Ni-Fe	NUCLEU	Centrosferă	
	Nucleu extern			10,44										
	Zonă de tranzitie	F	Oldhom- Gutenberg 5120	11,26		12,5	500	3,27	3017			NUCLEU	Centrosferă	
	Nucleu intern									solid rigid	Ni - Fe (10%-30%)			
			6370	11,3		13,0	0	3,64	4000					

Fig. 2.8 — Tablou general sintetizând principalele elemente de cunoaștere a globului (După diverse surse).

a nucleului extern. Prezența nichelului reduce valoarea cu 15% dar aceasta este insuficient, ceea ce face necesară prezența unui element cu număr atomic mic. El ar putea fi sulfurul sau siliciul. În modelul cu sulf, S ar putea să reprezinte 11% iar restul de 89% să fie un aliaj de 90% Fe și 10% Ni (Anderson 1977). Dacă însă Pământul a trecut printr-o fază generală de topire, cum se admite în general astăzi, este probabil că el și-a pierdut în mare măsură sulfurul, puținul rămas fiind acumulat în manta. De aceea unii autori preferă siliciul care ar trebui să fie în nucleul extern în proporție de 20%, restul de 80% fiind din nou Fe și Ni în raport de 9/1. Acest ultim model are avantajul că prezintă o compoziție unitară a globului, în care siliciul este prezent în toate păturile dar în proporții și în forme rezultate dintr-o lungă evoluție.

Datele expuse mai sus privind globul în general sînt sintetizate în tabloul din fig. 2.8.

II. STRUCTURA ȘI COMPOZIȚIA CRUSTEI

Crusta reprezintă pătura superioară a globului fiind singura accesibilă unei observații nemijlocite. Informațiile directe sînt totuși limitate la aflorimentele de suprafață și la cîțiva kilometri străpuși de galerii de mine și sonde. Ele permit stabilirea principalilor componenți chimici, mineralogici și petrografici făcînd posibile considerații geochimice și petrogenetice precum și precizarea caracteristicilor geofizice ale rocilor. La aceste informații geologice se adaugă cele geofizice. Seismologia precizează proprietățile fizice ale diferitelor roci din crustă și, pe baza acestora, discontinuitățile dintre diferitele unități de roci cu proprietăți

diferite. De asemenea, prin comparație cu experiențele de laborator în care rocile sînt supuse la teste fizice sub diverse condiții de presiune și temperatură, se pot face estimări asupra naturii rocilor din adînc. Gravimetria furnizează date referitoare la distribuția densității maselor, pe baza cărora se pot face de asemenea aprecieri asupra constituției păturilor superficiale, iar magnetometria indică acumulări locale, sau generale, de roci cu anumită componentă mineralogică. Prin coroborarea tuturor acestor metode dispunem astăzi de un model destul de detaliat și coerent asupra structurii și constituției scoarței, fără să se poată nega faptul că există încă numeroase lacune de cunoaștere.

1. Diviziunile morfologice ale crustei.

Suprafața globului prezintă două mari entități geografice: uscatul și apa, respectiv continentele și oceanele. Repartiția între acestea (71% uscat și 29% apă) este de mică importanță căci limita dintre cele două domenii este întîm plătoare, depinzînd de cantitatea de apă existentă în momentul de față pe glob. O creștere cu cîteva grade a temperaturii medii anuale pe glob ar determina o masivă topire a calotelor glaciare și eliberarea unei cantități de apă care ar ridica nivelul oceanului planetar, invadînd continentele, modificînd substanțial proporțiile dintre apă și uscat. Mult mai importantă de aceea este repartiția reliefului pe tranșe orizontale, deci pe înălțimi și adîncimi față de reperul, convențional dar comod, al nivelului actual al oceanelor, considerat ca zero. Distribuția frecvenței pe o scară verticală, care ține aproximativ de la +10 km la -10 km, evidențiază două maxime: intervalul 0 la +1 km, care cuprinde 20,8% din totalul suprafeței scoarței solide, și intervalul de la -4 la -5 km, care cuprinde 22,6% (fig. 2.9 a). Curba hipsografică cumulată (fig. 2.9 b) pune bine

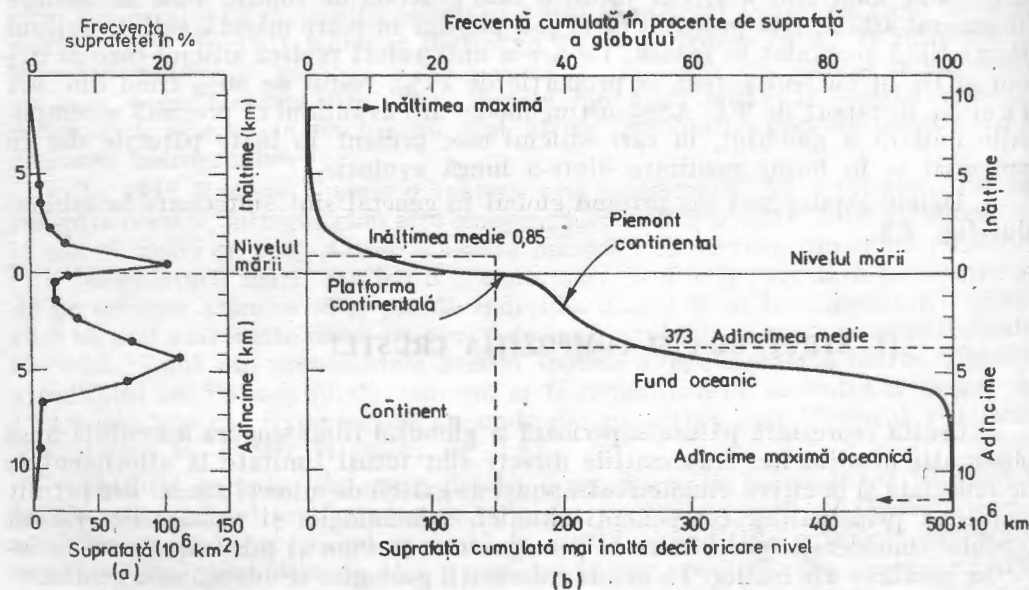


Fig. 2.9 — Suprafața ocupată de diversele nivele altimetrice ale reliefului terestru. (a) Frecvența procentuală a diverselor suprafețe; (b) Curba hipsografică cumulată (După Wyllie, 1971).

în evidență marile unități morfologice ale reliefului terestru în care trebuie distins (1) fundul oceanic, care reprezintă circa 50% din total, (2) uscatul actual, care reprezintă 29% și (3) zona de trecere de la uscat la fundurile oceanice, care reprezintă circa 21% și care cuprinde platforma continentală (șelful) și panta continentală (povîrnișul continental), unități denumite adesea zonă subcontinentală.

În detaliu, relieful se subdivide într-o sumă de unități ce pot fi ușor definite. Astfel, relieful uscatului cuprinde șase clase (Strahler, 1973) după cum urmează: (1) *Cîmpii*, suprafețe cu denivelări sub 100 m dar care pot atinge și 600 m altitudine; (2) *Dealuri și podișuri joase*, zone cu denivelări de 100—600 m și care nu depășesc 1 500 m altitudine; (3) *Podișuri înalte*, zone cu înălțimi de peste 1 500 m și cu denivelări sub 300 m; (4) *Munți*, unități morfologice cu denivelări de peste 600 m și pante abrupte; (5) *Munți izolați*, munți disconținuți, separați prin zone cu denivelări sub 150 m; (6) *Depresiuni*, bazine înconjurată de forme de relief care le domină cu pante abrupte. După cum se observă, clasificarea face ordine într-un domeniu bine cunoscut, care nu pune probleme, decât cel mult în cazuri speciale în care pot exista ambiguități de încadrare a unei forme într-o clasă sau alta.

În ce privește relieful submers, ultimele trei decenii au reprezentat o adevărată revoluție de cunoaștere datorită extinselor campanii de investigații submarine și a aparatului tot mai perfecționat utilizat. Rezultatele acestora sînt rezumate în fig. 2.10 în care sînt prezentate schematic principalele unități de relief submarin, pe diferite grade de detaliere. Lăsînd deoparte primele grupe de ordinul I (continente, ghirlande insulare și mările interne de tip Mediterana) să examinăm pe scurt oceanele, care cuprind trei mari grupe de forme de ordinul II: marginile continentale, fundurile oceanice și dorsalele medio-oceanice.

Marginile continentale reprezintă zona dintre linia de țărm a uscatului și bazinele oceanice. Este vorba de o zonă relativ largă reprezentînd aproape 15% din suprafața globului. Cea mai mare parte (10,9%) revine platformei continentale, denumită și șelf, care, din punct de vedere structural, aparține încă continentului. Lărgimea șelfului este foarte variabilă, de la zero la 1 500 km, media pe glob fiind de 78 km. Adîncimea variază de la 20 la 550 m, media fiind de 133 m, iar panta de $0^{\circ}07'$. Pe șelf se dezvoltă mările epiccontinentale, de tipul Marea Nordului. Spre larg platforma prezintă o muchie bine marcată care este distinsă sub numele de „shelf break” (flexura continentală). Racordul cu fundul oceanic se face prin două unități de relief de ordinul III, panta continentală (denumită și povîrnișul continental) și o porțiune a fundului oceanic cu o morfologie variabilă. Panta continentală pare de obicei foarte înclinată în desenele de secțiuni transversale din cauza exagerării scării verticale. În realitate ea are $3-6^{\circ}$ și doar în cazuri extreme ajunge la 20° (de exemplu la periferia Platoului Blake din Oceanul Atlantic). În fața coastelor muntoase pantă este de $4,6^{\circ}$, în fața coastelor tectonice active înclinarea este de $5,6^{\circ}$ iar în fața unor mari fluvii scade la 1° (Ross, 1976). Lărgimea medie a pantei continentale este de 20 km.

Numeroase pante continentale se continuă în jos cu un element morfologic important. Este vorba de o pantă de racord foarte puțin înclinată denumită de cercetătorii americani (Heezen et. al. 1959) „continental rise” ceea ce ar însemna „ridicare continentală”. Termenul este impropriu căci nu este vorba de o denivelare pozitivă ci de o treaptă care aparține poate structural continentului, dar

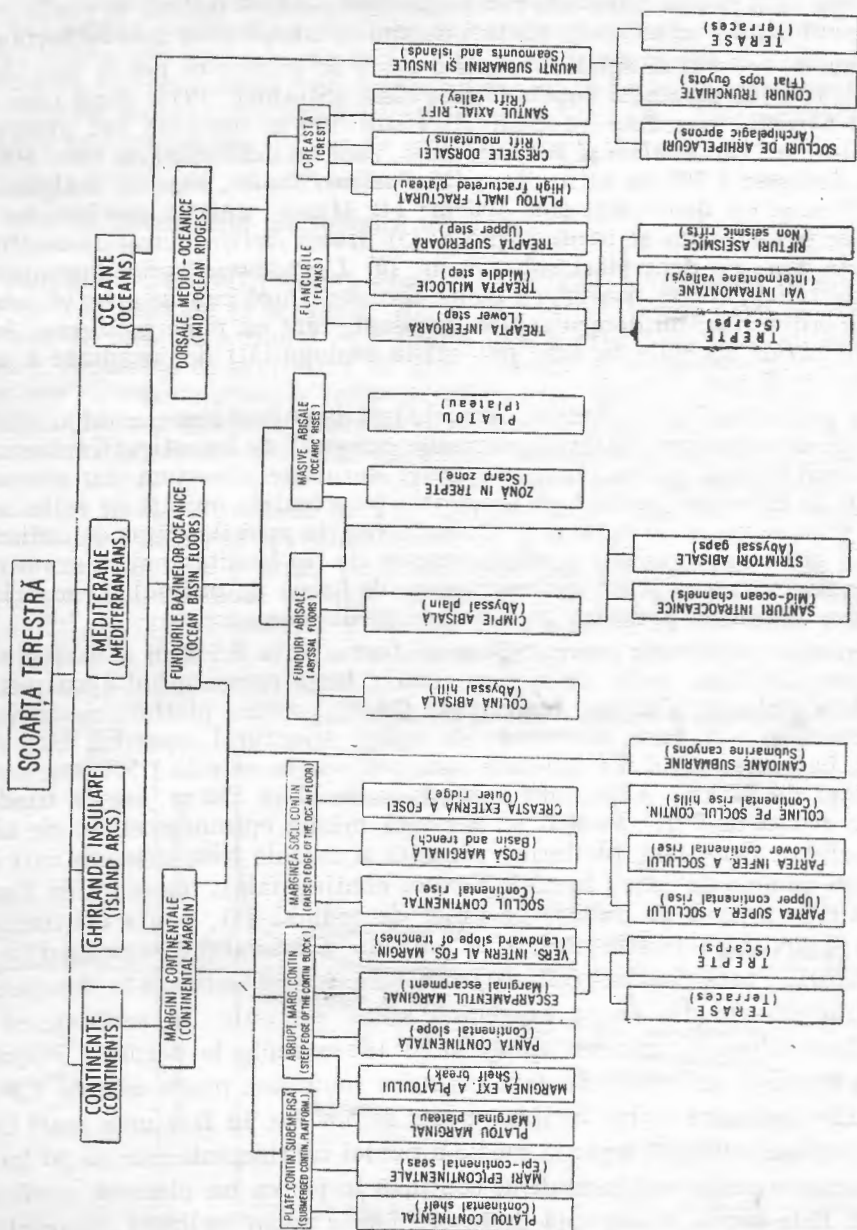


Fig. 2.10 — Sistemática de relief oceanic (După Heezen et al., 1959).

care este mai ridicată față de fundul oceanic. Este de fapt vorba de soclul continental pentru care cea mai potrivită denumire este cea de *Piemont continental**. Lărgimea lui variază între 100 și 1 000 km iar înclinarea medie este de $0^{\circ}30'$ (adică $1/100$). În cadrul piemontului se distinge, ca elemente de relief de ordinul IV, o parte superioară și o parte inferioară, diferențiate prin înclinarea mai mică a celei din urmă.

O formă de relief aparte care se impune peste toate elementele menționate o reprezintă canioanele submarine. Ele taie platforma, panta continentală și uneori piemontul, ajungând pînă la cîmpiile abisale. Este vorba de șanțuri liniare, adîncite chiar cu 300 m față de elementul de relief pe care îl taie, cu versanți relativ abrupti și care se află în prelungirea unor văi continentale. Ele sînt interpretate ca forme de eroziune fluviatilă care au luat naștere într-o perioadă în care nivelul mării era mult mai coborît din cauza glaciațiunilor și cînd o bună parte a șelfului era emers. Explicația nu mai este valabilă pentru zonele mai profunde, niciodată emerse, pentru care se invocă puterea erozivă a curenților de turbiditate sau a alunecărilor submarine.

Aproximativ 50% din pantele continentale de pe glob se termină prin trecerea de la piemontul continental la fundul abisal. În celelalte 50% din cazuri între piemont și fundul oceanic se interpun *fose oceanice*. Acestea reprezintă un element morfologic pe cît de spectaculos, pe atît de important pentru dinamica globului. Este vorba de depresiuni alungite, de ordinul miilor de kilometri lungime, largi de circa 100 km și a căror adîncime depășește 6000 m, fiind deci denivelate negativ cu cîteva mii de metri față de fundurile abisale. Fosele se prezintă în secțiune transversală ca un V, cu versanții asimetrici: cel intern (dinspre continent) mai abrupt, putînd atinge $8-10^{\circ}$. Versantul intern este mai ridicat cu circa 2 km față de cel extern. Cel din urmă prezintă o interesantă particularitate, un dîmb mai ridicat, o creastă de cîteva sute de metri înălțime și circa 100 km lărgime ce însoțește constant marginea fosei. El este denumit „outer ridge”, termen pe care îl traducem prin *catenă externă*. Asupra semnificației acestei forme, ca de altfel asupra morfologiei de ansamblu a foselor, vom reveni într-un capitol viitor.

Fundurile oceanice reprezintă cea mai extinsă unitate de relief a globului ele ocupînd 29,7%. Dintre formele submerse, lor le revine 41,8%. Ele au o morfologie monotonă, de cîmpii plane, practic fără denivelări. Netezimea este dată de sedimentele acumulate, care au acoperit neregularitățile crustei magmatice inițiale. Din aceste cîmpii de vastă întindere se ridică cîteva elemente de relief bine pronunțate. Cîmpiile abisale se găsesc în toate oceanele, ca depresiuni mai mult sau mai puțin circulare. Ele sînt unite între ele prin adevărate strîmtori abisale, tăiate în elemente de relief mai ridicate. Cîmpiile abisale sînt brăzdate de depresiuni alungite, de dimensiuni moderate, *șanțurile abisale*, singurele forme de relief negativ. Formele pozitive ce denivelează cîmpiile sînt mai numeroase. Ele sînt platouri de mari dimensiuni, cu flancurile abrupte și partea somitală plată. Așa este de exemplu Platoul Bermudelor ce se înalță cu 4 000 m față de cîmpiile înconjurătoare. Există apoi denivelări de mai mică dimensiune, *coline abisale*, de 100—1 000 m înălțime, izolate sau grupate, considerate în general a fi de origină vulcanică. Există în sfîrșit adevărate lanțuri de munți, înguști și lineari, care nu sînt dorsalele medio-oceanice ci doar simple ridicări dar care pot

* BOUCART (1964) propune termenul de glaci precontinental, iar D. JIPA, în traducerea în limba română din 1976 a cărții *Introducere în oceanografie*, de D. ROSS, pe cel de piemont oceanic

domina cu 3—4000 m cîmpiile alăturate, cum este cazul grupului Muir din Oceanul Pacific.

Cea mai mare denivelare față de fundurile oceanice o prezintă însă *insulele vulcanice*, care ajung pînă la suprafață. Cel mai înalt munte al globului trebuie astfel considerat a fi vulcanul Mauna Loa care are un con de aproape 10 000 m înălțime, din care 6 000 m sînt sub apă și 4 000 m deasupra ei. Insulele vulcanice sînt răspîndite în toate oceanele, formînd însă mai ales în Pacific o populație destul de numeroasă. La cele emerse trebuie adăugate de cîteva ori mai multe forme care rămîn cu creștetul la sute și mii de metri sub nivelul oceanului dar care prezintă denivelări pozitive de mii de metri în raport cu fundul.

Dorsalele medio-oceanice reprezintă a treia mare categorie de forme submerse. Ignorate pînă recent, descoperirea lor a însemnat o adevărată revoluție cu atît mai mult cu cît s-a constatat că ele constituie a doua mare unitate de relief a globului, însumînd 118 600 000 km², ceea ce reprezintă 23,2% din totalul globului și 32,7% din formele submerse. Dorsalele formează un sistem de circa 60 000 km lungime, fără discontinuități, ce încinge globul aproape complet. Cum lărgimea medie a dorsalelor este de 4 000 km rezultă că ele reprezintă o adevărată osatură a globului. Grăitoare în acest sens este comparația cu sistemele orogene alpine, considerate ca elemente primordiale ale dinamicii Pămîntului, dar care nu ocupă decît 5,5% din suprafața globului, fiind doar 1/4 din ceea ce reprezintă dorsalele. Relieful de detaliu al dorsalelor cuprinde: o fosă centrală, *riftul*, mărginit de o parte și de alta de elemente simetrice: crestele dorsalei, platoul fracturat și flancurile, constituite din trei trepte, din ce în ce mai coborîte, pînă ce se pierd în cîmpiile abisale. La unele dorsale lipsește riftul, creștetul fiind un dom cu relief relativ liniștit. Americanii fac distincție între aceste două categorii de dorsale, vorbind de „ridge” în cazul celor cu rift, și de „rise”, la cele fără. Deoarece termenul de „ocean rise” (ridicare oceanică) nu este suficient de expresiv, putînd fi aplicat la numeroase forme, noi nu îl vom folosi ci vom vorbi, fără a face distincția între cele două categorii, de dorsale oceanice. Nu intrăm în detalierea morfologiei acestora deoarece și ele vor fi tratate în mare detaliu într-un alt capitol.

Raportul procentual dintre diferitele forme oceanice este evidențiat de diagrama din fig. 2.11 în care sînt date curbele de frecvență a celor trei forme mai importante: piemontul continental, dorsalele și fosele oceanice. Curba cumulată pentru toate formele evidențiază două maxime, corespunzînd șelfurilor (0,5 km) și fundurilor abisale (4,5 km). Interesantă este similitudinea de forme pe care o prezintă curba pentru dorsale și cea pentru fundurile abisale. S-ar părea că primele nu sînt decît foste funduri abisale, ridicate cu 1 km mai sus.

În încheiere se cuvine să facem o mențiune și pentru o extrem de importantă clasă de relief de ordinul I, ghirlandele (arcurile) insulare. Cantitativ ele reprezintă foarte puțin (împreună cu fosele alăturate formează numai 1,2% din suprafața globului), dar s-a dovedit că ele sînt un indicator al celor mai active zone tectonice. Strict morfologic ele ar putea fi tratate ca elemente de uscat și relieful lor repartizat la cîmpii, podșuri joase, munți etc. Prin geneză și legare intimă de fose ele trebuie însă considerate mai curînd elemente oceanice, din care s-au născut și de care sînt dependente, lipsindu-le atributele obișnuite continentelor: șelf, piemont continental etc.

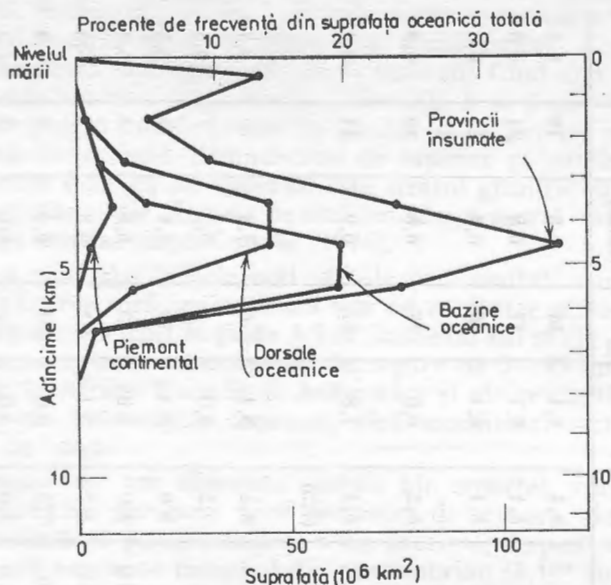


Fig. 2.11 — Frecvența procentuală a nivelelor hipsometrice din bazinele oceanice, pe unități fiziografice majore și în totalitate (După Menard și Smith, 1966).

2. Diviziunile structurale ale crustei.

După cum am menționat anterior, actuala separare de către nivelul oceanic a suprafeței Pământului în uscat și apă, respectiv în domeniu continental și oceanic, este întâmplătoare, datorită cantității disponibile, în momentul de față, de apă pe glob. De aceea împărțirea structurală a crustei se face pe alte criterii și chiar dacă termenii de „continental” și „oceanic” sînt păstrați, ei au altă semnificație. Cele trei mari diviziuni structurale ale crustei sînt: crusta continentală, crusta oceanică și crusta de tranziție, dintre care doar primele două au o importanță majoră. Crusta continentală are grosimi de 30—50 km, putînd ajunge însă și la 80 km. Crusta de tranziție are grosimi de 15—30 km și ea corespunde arcurilor insulare, insulelor și marginilor continentale. Crusta oceanică are grosimi de 5—8 km. Procentual cea din urmă cuprinde 59% din suprafața Pământului. Dacă ne reamintim că oceanelor le revine din punct de vedere strict morfologic 71% din suprafață, ne dăm seama că din punct de vedere structural, crustei continentale, care deține (cu crusta de tranziție) 79%, îi revine o parte din domeniul acoperit de apă, mai precis 12% din suprafața globului. Acești 12% reprezintă șelfurile, pantele continentale și o parte din piemontul continental.

Diviziunea în crustă continentală și oceanică nu este suficient de detaliată, în cadrul ei putîndu-se crea tipuri crustale. Un *tip crustal* este un segment de crustă care prezintă caracteristici geologice și geofizice similare. Din acest punct de vedere se pot separa 12 tipuri, dintre care 5 sînt continentale, 2 tranziționale și 5 oceanice. În tabelul I sînt redată principalele caracteristici structurale și geofizice ale acestora. Semnificația coloanelor este clară, doar unele din ele necesită

Proprietățile fizice ale crustei terestre

Tipuri crustale majore	1		2		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12										
	Proc. de frecvență																							
	supr.	volum	Stabilit. tectonică	Flux termic HFU											Anomalia Bouguer (mgal)	Grosimea totală (km)	V_p strat superior (km/sec)	Grosime strat superior (km)	V_p strat inferior (km/sec)	Grosime strat inferior (km)	Crusta medie V_p^4 (km/sec)			
1 — Scuturi	6	12	S	1,0	-10 la -30	35	8,1	6,1	16	6,6	19	6,3												
2 — Platforme	18	35	S, I	1,5	-10 la -50	41	8,1	6,1	17	6,8	21	6,5												
3 — Zone orogenice paleozoice	8	14	I, S	1,4		43	8,1	6,1	16	6,7	23	6,4												
4 — Zone orogenice mezozoice	6	13	N, I	1,6	-200 la -300	40	8,2	6,0	17	6,8	19	6,4												
5 — Rifturi continentale	1	1	N	2,0		(20)	6,1	7,8	17	6,9	11	6,4												
6 — Insule vulcanice	1	1	N, I, S	2,0	+250	14	(7,5)																	
a. Hawaii							8,2	5,1	6	7,1	6	6,1												
b. Islanda					-30 la + 45	12	7,2	5,0	5	6,5	7	6,1												
7 — Arcuri insulare	3	3	N	1,7	-50 la +100	22	8,0	5,5	12	6,6	12	6,1												
8 — Fose	3	2	N	1,2	-100 la -150	8(14)	8,0	5,0	3	6,6	5	6,4												
9 — Bazine oceanice	41	11	S	1,3	+250 la +350	7(11)	8,2	5,1	1,5	6,8	5	6,4												
10 — Dorsale oceanice	10	5	N	1,9	+200 la +250	5(6)	7,5	5,0	1	6,5	4	6,4												
11 — Bazine marginale	4	3	N, I	1,8 (1,3)	+ 50 la +100	9(13)	7,9	5,0	2	6,6	5	6,2												
12 — Bazine interne	1	2	I, S	1,3	0 la +200	22(25)	8,0	4,0	12	6,5	10	6,0												
Medie continent	41	79		1,5	-100	40	8,0	6,1	17	6,8		6,4												
Medie ocean	59	21		1,5	+250	7(10)	8,1	5,1	1,5	6,6	5	6,4												

La coloana 3, S — stabil; I — intermediar; N — instabil (După Condie, 1796).

aplicații în plus. Astfel, în coloana 3 tipurile crustale sînt caracterizate din punct de vedere al stabilității. Semnificațiile sînt următoarele: S = stabil, I = de stabilitate intermediară sau variabilă, N = instabil. Cînd sînt date două caracterizări, prima este cea mai importantă. Coloanele 8 și 9 prezintă vitezele seismice și grosimile pentru undele prime în stratul superior, iar coloanele 9 și 10 pentru stratul inferior crustal. Semnificația de superior și inferior va fi dată mai departe, menționăm doar că cel superior este stratul granitic sau sedimentar, iar cel inferior, stratul bazaltic. În cele de mai jos dăm o scurtă caracterizare geologică a fiecărui tip crustal după Condie (1976).

1. Scuturile sînt părțile cele mai stabile continentale constituite din roci precambriene fără acoperitură sedimentară sau cu ea foarte redusă. Vîrsta rocilor constitutive este de 0,5 pînă la peste 3,5 miliarde de ani și ele prezintă un metamorfism corespunzător unei adîncimi de îngropare de 5—35 km. Cele mai largi scuturi se găsesc în Africa, Canada și Antarctica și ele prezintă un relief foarte sters, efect al unei îndelungate eroziuni, fără modificări tectonice notabile o lungă perioadă de timp.

2. Platformele sînt tot elemente stabile ale scoarței, constituite dintr-un fundament precambrian dar care, spre deosebire de scuturi, sînt acoperite cu o acoperitură sedimentară ce poate atinge și 5 km grosime, dispusă în general orizontal. Aceste depozite au vîrste începînd din precambrian ($3 \cdot 10^9$ ani) și pînă în neozoic. Platformele ocupă 18% din suprafața globului fiind al treilea element ca importanță (după fundurile abisale oceanice și sistemul de dorsale), iar între elementele emerse, continentale, pe primul loc, cu 45% din suprafața uscatului. Platformele sînt cuprinse împreună cu scuturile sub numele de cratone fiind considerate elementele cele mai stabile ale scoarței.

3. Catenele orogenice paleozoice sînt forme alungite de ordinul miilor de kilometri și cu lărgimi de la cîteva sute la cîteva mii de kilometri. Sînt constituite din roci de geosinclinal (sedimentare și metamorfice) cu intensă activitate magmatică, totul cutat și falat puternic. În general, morfologic se prezintă cu un relief puțin accentuat, iar din punct de vedere tectonic sînt zone rigidizate cu condiții tectonice de stabilitate.

4. Catenele orogenice tinere se aseamănă structural și constituțional cu cele precedente dar morfologic prezintă un relief mult mai accentuat, nedistrus încă de eroziune. De asemenea tectonic sînt zone foarte instabile. În cadrul acestor catene se găsesc și platouri întinse, mai vechi, neafectate de cutări și ridicate odată cu lanțurile montane înconjurătoare. Așa sînt Platoul Tibet din lanțul himalaian și Platoul Colorado din lanțul Cordilierilor americani.

5. Rifturile continentale reprezintă ca suprafață și volum ceva cu totul neînsemnat în economia crustei dar sînt elemente extrem de importante din punct de vedere tectonic. Ele se prezintă ca văi largi de 30—75 km, lungi de sute sau mii de kilometri și care se află sub un stress tensional. Rifturile continentale pot fi grabene, mărginite pe ambele flancuri de falii normale, semigrabene, mărginite numai pe o latură de o falie normală, sau grabene complexe, sisteme de blocuri prăbușite intersectate de falii. Cel mai important rift continental actual este sistemul african care se întinde pe o lungime de 6 500 km, din Africa de Sud pînă în Asia Mică. Al doilea sistem important îl constituie așa-numita „Provincie de bazine și catene” (Basin and Range Province) din partea de vest a Americii de

Nord, constituită dintr-un sistem multiplu de văi și creste care de fapt sînt grațbene de tip rift și horsturi. Rifturile continentale sînt zone instabile tectonic pe un fond de crustă continentală.

6. *Insulele vulcanice* sînt formate în zonele de expansiune prin acumula de produse magmatice, mai ales bazaltice. Ele se găsesc fie legate de rifturile de pe crestele dorsalelor medio-oceanice (de exemplu Insula Ascension), fie în mijlul bazinelor oceanice (de exemplu insulele Hawaii). Dimensiunile variază de la mai puțin de 1 km² la cea a Islandei, cea mai mare structură de acest tip, situată exact pe riftul dorsal, fiind singura porțiune de dorsală oceanică ridicată deasupra nivelului mării. Există insule vulcanice instabile tectonic, dar și în zone foarte stabile, cum este de pildă Insula Paștelui din Pacific.

7. *Arcurile insulare* formează o categorie structurală aparte caracterizată prin marea instabilitate tectonică, vulcanism activ și seismicitate ridicată. Grosimea crustei este intermediară (22 km în medie). Ele sînt constituite din insule de dimensiuni variabile începînd de la 1 km² pînă la cea a Insulei Honshu din arcul japonez sau a Noii Guinee. Insulele se asociază în ghirlande de dimensiuni de ordinul miilor de kilometri, prelungind uneori peninsulele (de exemplu insulele Kurile). Arcurile insulare sînt constituite mai ales din produsele magmatice andezitice, intruziunile corespunzătoare și depozite sedimentare în cantitate redusă, provenite din denudarea maselor magmatice. Ele sînt caracteristice zonelor de subducție. Structurile similare dezvoltate pe marginea continentelor (de exemplu zonele de subducție de pe coasta de vest a Americii de Sud) sînt incluse în tabel la zonele orogenice tinere.

8. *Fosile* sînt de asemenea structuri asociate zonelor de subducție marcînd începutul acestora, adică începutul flexurii plăcii care se subduce. Ele se caracterizează printr-o intensă activitate seismică. Adîncimile lor, de 5–8 km, reprezintă porțiunile cele mai adîncite ale scoarței. Fundul lor este de multe ori umplut cu sedimente provenind din uscatul alăturat (continent sau arc insular).

9. *Bazinele oceanice* ocupă partea cea mai mare a suprafeței globului. Ele sînt elemente tectonic stabile, cu o crustă subțire (medie 7 km) constituită din produse magmatice și o foarte subțire pojghiță de sedimente (circa 0,3 km). Caracteristice sînt anomaliiile magmatice care se dispun în fîșii înguste paralele. În ansamblu fundurile oceanice sînt netede, orizontale, monotonă fiind ruptă doar de forme pozitive cu distribuție aparent întîmplătoare. Acestea sînt *colinele abisale*, formele topografice cele mai abundente pe fundul oceanelor avînd 1–10 km lărgime și o denivelare de 50–1 000 m. Ele sînt acoperite de sedimente. *Munții submarini* (Seamounts) sînt vulcani submarini, activi sau stinși, care nu ajung, pînă la suprafața apei. Uneori au creștetul retezat orizontal de către eroziune, într-o vreme cînd atingeau nivelul apei, nivel față de care s-au scufundat apoi. Acești vulcani retezați poartă numele de *guyot*. Ei sînt adesea încununați de recifi care iau forma substratului generînd atoli. Trebuie remarcat că în statisticile din tabelul I, la fundurile oceanice sînt incluse și o parte a flancurilor dorsalelor medio-oceanice și anume, porțiunea lor stabilă.

10. *Dorsalele medio-oceanice* sînt forme bine definite topografic după cum s-a arătat mai sus. Tectonic sînt foarte instabile mai ales în zona centrală, a riftului. Aici se întîlnește cea mai mică grosime de scoarță, doar de 5 km, ceea ce înseamnă o puternică ridicare a mantalei. Faptul creează tot felul de anomalii ca

de exemplu flux termic ridicat și marcante anomalii gravimetrice. Un element caracteristic dorsalelor, atât morfologic dar și structural, îl constituie faliiile transformante, dislocații perpendiculare pe alungirea dorsalelor, cu funcții aparent de decroșări, în realitate rezultatul unui mecanism mult mai complex după cum se va vedea mai departe. Singura porțiune de dorsală medio-oceanică emersă este Islanda, care în tabel este cuprinsă însă în categoria insulelor vulcanice, nu la dorsale.

11. *Bazinele marine marginale* sînt elemente structurale cu crustă de tip oceanic (9 km grosime) situate fie între un arc insular și continent (de exemplu Marea Japoniei sau Ohotsk) sau între două arcuri insulare (de exemplu Marea Filipinelor). Majoritatea lor apar astăzi în partea de vest a Pacificului fiind legate de zone de subducție. Ele se caracterizează printr-o structură de horsturi și grabene (ca și Provincia de bazine și catene din America de Nord), cu falii dispuse paralel cu arcul insular. Ele au pe fund o cuvertură sedimentară provenită din denudarea arcurilor insulare alăturate sau a continentului. Din punct de vedere tectonic se disting mări marginale active, cu topografie agitată, flux termic ridicat și cuvertură sedimentară subțire (de exemplu șanțurile Mariane și Lau-Havre) și mări inactive, cum sînt bazinele Tasman sau al Filipinelor de vest.

12. *Bazinele marine interne* sînt elemente structurale cu o crustă intermediară (22 km grosime) și care sînt fie înconjurate complet de uscat (de exemplu Marea Caspică) sau doar parțial, păstrînd o legătură cu oceanul planetar (de exemplu Marea Neagră sau Golful Mexic). Ele prezintă o cuvertură sedimentară variabilă, de la cîțiva kilometri la peste 20 km (în Marea Caspică). Ele sînt tectonic stabile sau puțin instabile. Cele instabile trebuie considerate ca bazine marine marginale, asociate cu sisteme de arc-fosă cu subducție, cum este cazul cu bazinele Egean și Baleare din Mediterana de est.

3. Structura seismică a crustei.

Informațiile asupra naturii scoarței sînt date de vitezele de deplasare a undelor seismice. Există două categorii de informații de acest tip: (1) seismele naturale, pentru care se urmăresc vitezele undelor de volum (în special undele P) și dispersia undelor de suprafață, și (2) seismele artificiale, care se provoacă pe profile determinate urmărindu-se reflecția și refracția undelor de compresiune. Pe baza acestor date au putut fi construite secțiuni seismice ale unităților majore structurale. În fig. 2.12 sînt prezentate două secțiuni caracteristice prin Eurasia și prin Oceanul Atlantic și Indian. Ceea ce atrage atenția în primul rînd este limita inferioară a crustei, care prezintă un relief neregulat determinînd astfel subțieri și îngroșări ale crustei. Se pot distinge astfel trei categorii de grosimi: sub zonele tectonice active se află cele mai mari grosimi (de exemplu sub Alpi, Caucaz, Pamir, Anzi etc.) ajungînd pînă la 60 km; sub scuturi și platforme (de exemplu, Asia și Africa) grosimi medii, de circa 40 km și sub oceane (Atlantic, Indian, Pacific) sub 10 km. În figură cifrele indică vitezele undelor P în km/sec. Aceste valori evidențiază o săritură foarte bruscă a vitezelor de la baza scoarței, ceea ce permite trasarea destul de exactă a discontinuității Moho, deși, după cum se va vedea mai departe, această limită este destul de difuză în detaliu.

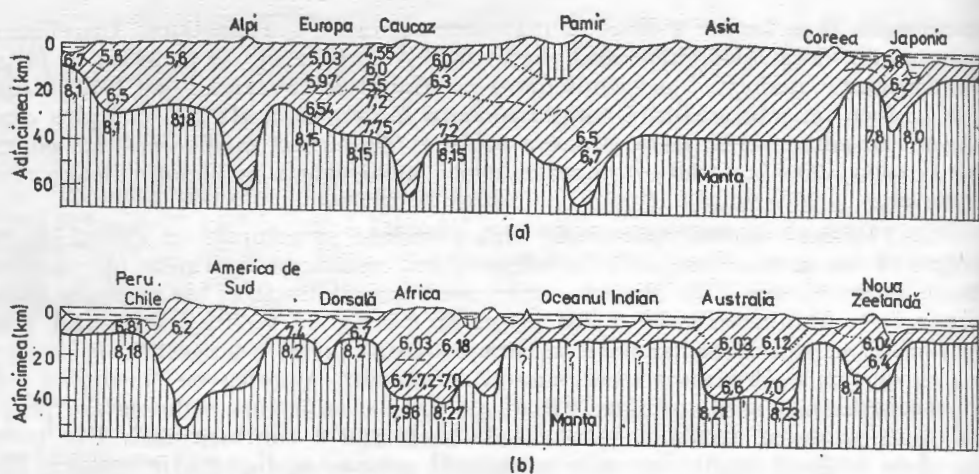


Fig. 2.12 — Secțiuni seismice prin zone caracteristice continentale și oceanice. Cifrele indică vitezele undelor P (în km/sec). Zonele cu sedimente groase sînt notate cu linii verticale. Cu linii întrerupte discontinuitățile ce au putut fi detectate. Informații la nivelul anului 1962 (După Holmes, 1965).

Variațiile mari de grosimi, dar mai ales vitezele variabile ale undelor, fac posibilă separarea a două tipuri fundamentale de crustă; continentală și oceanică, primul cu mai multe variante, al doilea mai omogen și uniform.

Crusta continentală prezintă în cadrul ei o discontinuitate, denumită a lui Conrad, care separă o crustă superioară de una inferioară. Crusta superioară mai este denumită și „strat granitic”, iar cea inferioară și „strat bazaltic”, deși compozițiile, după cum vom vedea, sînt mai variate. Din fig. 2.12 se vede că nu peste tot este detectată discontinuitatea lui Conrad. Ea este evidențiată în Europa, partea de vest a Asiei, parțial în Africa și în Australia, adică în zonele cratonice. Ea nu este o discontinuitate tranșantă și se întinde probabil pe verticală pe mai mulți kilometri.

În detaliu crusta continentală cuprinde mai multe pături. (1) Prima este pătura sedimentară, de grosimi foarte variabile, ea putînd să lipsească pe scuturi dar atingînd grosimi de ordinul cîtorva mii de metri în lanțurile cutate (peste 10 km în fața Himalayei) și chiar mai mult în bazinele marine interne (a se vedea fig. 2.16). Vitezele seismice pentru undele P sînt foarte variabile, depinzînd de natura și gradul de compactare a sedimentelor, variînd între 2,3 și 5 km/sec.

(2) A doua pătură este stratul granitic propriu-zis. El are 16—17 km grosime și prezintă viteze de 6,0—6,1 km/sec. Constituția lui este destul de variată fapt pentru care ar fi preferabilă denumirea de „strat continental superior”.

(3) După discontinuitatea lui Conrad urmează a treia pătură, „stratul bazaltic”, sau „stratul inferior” care are o grosime de 19—23 km. Partea lui superioară are o constituție destul de uniformă fiind considerat, în mod eronat, a fi format din bazalte, dar partea lui inferioară este mai complexă constituțional cuprinzînd probabil gabbrouri, amfibolite, serpentinite etc. Această variație se reflectă de altfel și în vitezele seismice, în partea superioară ele fiind

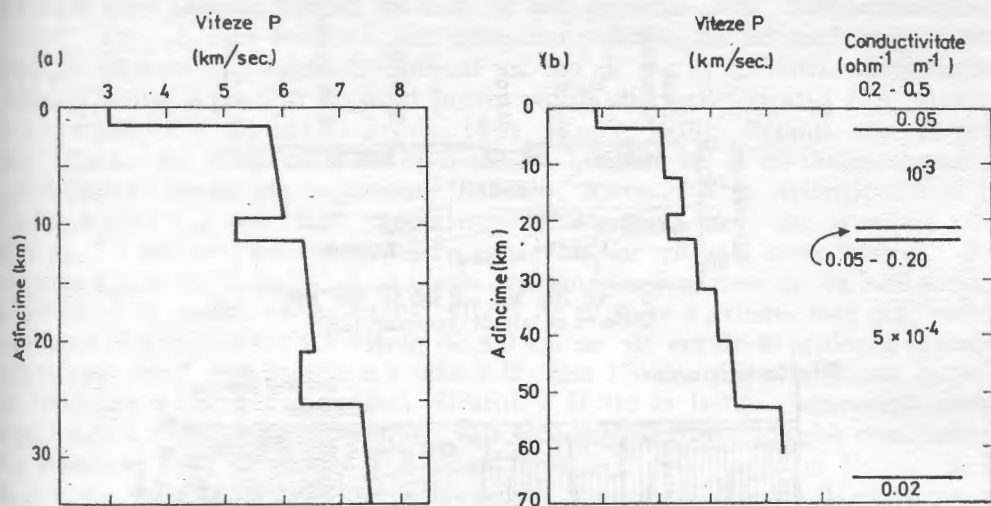


Fig. 2.13 — Profile seismice crustale (a) în Utah (după Landisman et al., 1971) și (b) în New Mexico (După Mitchell și Landisman, 1971).

de 6,1—6,3 km/sec în timp ce în partea inferioară cresc la 6,9—7,3 km/sec. Faptul face pe unii autori să separe intervalul dintre discontinuitățile Conrad și Moho în două: stratul continental intermediar, gros de circa 10 km și stratul continental inferior, de 10—29 km.

Nici separarea stratului inferior în două nu satisface pe unii cercetători, care identifică chiar mai multe pături suprapuse. În fig. 2.13 în stînga sînt prezentate rezultatele unor sondeaje din partea de NV a statului Utah din care reiese că la circa 10—25 km adîncime există două zone de propagare cu viteză mai redusă a undelor P (strate de viteză redusă), iar în dreapta o secțiune din New Mexico în care se observă doar stratul inferior de viteză redusă, subliniat și de o creștere a conductivității electrice. Această răsturnare de gradient este pusă pe seama hidratării și poate a unei stări de parțială topire, ultima incompatibilă însă cu gradientul de temperatură existent la adîncimile respective. În cele ce urmează vom adopta separarea cea mai simplă, distingînd un strat continental superior „granitic” și altul inferior „bazaltic”.

În cadrul categoriei de crustă continentală există variații importante în funcție de tipul structural. Astfel sistemele cutate prezintă în general structura cratonelor dar în unele locuri se constată o extraordinară îngroșare a crustei, care poate atinge 70 km (în Anzi) sau chiar 80 km (în Himalaya). Îngroșarea se face în cadrul stratului bazaltic, cel granitic rămînînd sensibil egal, ceea ce arată că orogeneza operează în profunzime, prin îngroșarea părții inferioare a crustei, nu prin adăugarea de elemente de suprafață. Tot așa, rifturile continentale prezintă o crustă mult subțiată, subțierea avînd loc în crusta inferioară care se reduce doar la 4—14 km, ceea ce arată că ea este diminuată prin topire de jos (aici găsindu-se și cele mai ridicate valori de flux termic).

Sînt de semnalat încă două elemente importante privind crusta continentală. Ea poate să fie fracturată pînă la bază, de către falii ce separă blocuri independente (fig. 2.14 b). Aceste blocuri pot să aibă caracteristici seismice dife-

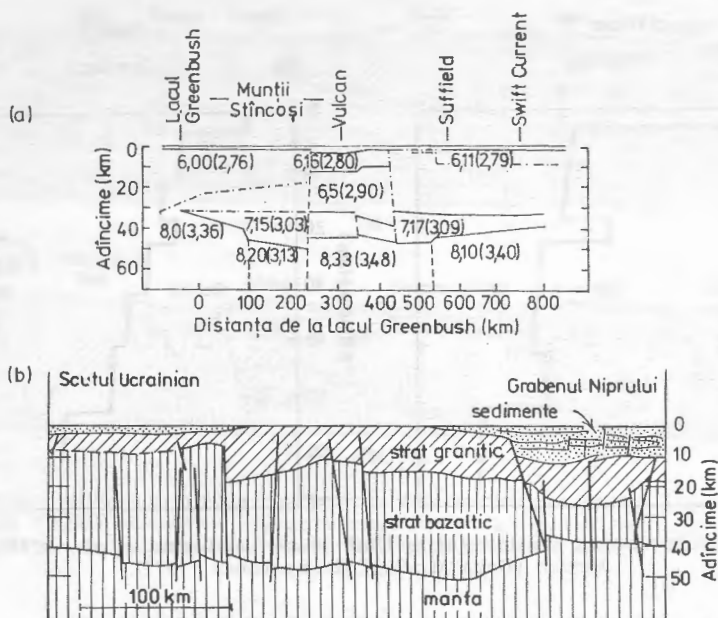


Fig. 2.14 — Variații ale vitezelor seismice în crustă puse pe seama faliilor ce străbat crusta sau a variațiilor laterale constituționale. (a) Secțiune prin partea de SV a Canadei cu indicarea vitezelor undelor P și a densității calculate (în paranteze) (După Chandra și Cumming, 1972) (b) Secțiune prin platforma rusă (După Sollogub, 1969).

rite, generate de densități diferite, ca rezultat al unei pronunțate neomogenități laterale datorită fie unor falii, fie unei constituții inițial diferențiate.

Crusta oceanică are grosimi de 5—8 km, ceea ce face ca la o grosime de apă de 4 km, discontinuitatea Moho să se găsească la 8—12 km adâncime față de suprafața oceanului. Cercetările de seismo-refracție din ultimele trei decenii au pus în evidență o netă structură de pături suprapuse care au fost denumite convențional stratul 1, 2 și 3 și care au putut fi caracterizate fizic destul de precis.

Stratul 1 este extrem de subțire, media pe toate oceanele fiind de 450 m. El este un strat sedimentar care cuprinde pe marginile oceanelor detritusul adus de pe continente, iar în mijlocul lor materialul transportat de curenții de turbiditate și cel de depunere din suspensii ce provin din praf cosmic, cenuși vulcanice și materie organică. Viteza undelor P este în medie de 1,5 km/sec dar variază de la suprafață spre bază în funcție de tasarea și diageneza sedimentelor. Grosimea stratului 1 este variabilă, crescând de la centrul oceanelor spre margini, fapt utilizat ca argument în favoarea teoriei expansiunii oceanice. S-a crezut că el lipsește complet în zona rifturilor oceanice deoarece nu a putut fi detectat seismic. Coborîrea în rifturile Atlanticului de Nord în 1974 în cadrul operației FAMOUS a arătat însă că întregul peisaj submarin, chiar și în rift, este „nins” de stratul alb al depunerilor calcaroase de origine organică.

Stratul 2 are o grosime medie de 1,75 km și o viteză seismică medie de 5 km/sec, variind între 4—6 km/sec. El este considerat ca un strat bazaltic,

putînd fi prin aceasta corelat cu ceea ce am denumit „strat continental intermediar“, deși vitezele seismice sînt ceva mai ridicate. În ultimul timp determinările efectuate pe bază de explozii cu tun de aer și cu balize acustice au arătat că stratul 2 poate fi împărțit în trei pături distincte: stratul 2 A, stratul 2 B și stratul 2 C (Houtz și Ewing, 1976; Houtz, 1976). Primul are proprietăți diferite pe orizontală, variînd atît ca grosime cît și ca viteze seismice, distal dinspre zonele de expansiune (rifturi). Astfel atît în Atlantic cît și în Pacific stratul 2 A are lîngă creasta dorsalei o grosime de 1 km și viteze seismice de 3,3 km/sec. Grosimea descrește treptat iar vitezele cresc lateral, dar nu proporțional cu distanța, ci cu vîrsta crustei oceanice, ceea ce nu este același lucru avînd în vedere că în Pacific viteza de creștere a crustei este mai mare. Crusta de 30 milioane ani are viteze de 4,0 km/sec iar cea de 40 milioane aproape 4,5 km/sec, cînd însă grosimea a scăzut la circa 100 m, adică la limita puterii de rezolvare a înregistratoarelor. Stratul 2 B are la limita superioară viteze seismice de 4,5 km/sec ceea ce face cu atît mai grea distingerea celor două strate. S-a constatat apoi că stratul 2 A se subțiază mult mai rapid în Pacific decît în Atlantic, aceasta putînd fi tot o consecință a vitezelor diferite de expansiune. Stratul 2 B are o structură mai omogenă fără a prezenta variații sistematice de grosime și viteze seismice. Viteza medie este de 5,23 km/sec, variînd între 4,60 și 6,20, iar grosimea variază între 0,40 și 1,45 km. Trecerea la stratul 2 C este bine evidențiată de creșterea vitezei la peste 6 km/sec (media de 6,10 cu variații între 5,45 și 6,50 km/sec). Grosimea este variabilă, de la 0,8 la peste 2 km. Datele de mai sus sînt sintetice pentru Pacific (Houtz, 1976).

Stratul 3 este cel mai bine pus în evidență de măsurătorile seismice fiind de o mare uniformitate. El prezintă viteze medii ce variază de la 6,56 în partea de est a Atlanticului de Nord, pînă la 6,70 în partea de vest (Pacificul are 7,72, Oceanul Indian 6,69 km/sec.), cu deviații standard de 0,17 pînă la 0,32. Grosimea medie variază și ea de la 4,41 km în partea de est a Atlanticului de Nord pînă la 5,43 în Pacificul de Sud, cu deviații standard de 0,79 pînă la 1,72 km (Raitt, 1966). În ce privește compoziția stratului 3, o vom discuta în detaliu mai departe, amintim aici doar că ea este subiect de controversă deoarece o mare varietate de roci corespunde vitezelor seismice ale stratului, cum ar fi gabbroul, serpentinitul dar și un calcar foarte compact. Cann (1970) a propus divizarea stratului 3 în două părți, denumind doar stratul superior strat 3, cel inferior subiacent fiind denumit strat 4. Această terminologie riscă să creeze grave confuzii deoarece autori mai vechi au dat numele de strat 4 mantalei de sub Moho.

Corelarea tipurilor de crustă. Pe baza vitezelor seismice ale diferitelor strate componente ale crustei continentale și oceanice se poate face o paralelizare generală ca cea prezentată în fig. 2.15, în care, pe lîngă viteze, sînt înscrise și densitățile corespunzătoare. După cum se observă, stratul granitic continental ar putea să-și aibă echivalentul în crusta oceanică în cel mult cei 500 m de sedimente neconsolidate. Împărțirea stratului inferior continental în două își găsește o justificare în această corelare căci permite regăsirea aici a stratelor 2 și 3 oceanice în sensul că stratul 2 oceanic corespunde cu stratul continental intermediar iar stratul 3 cu cel continental inferior.

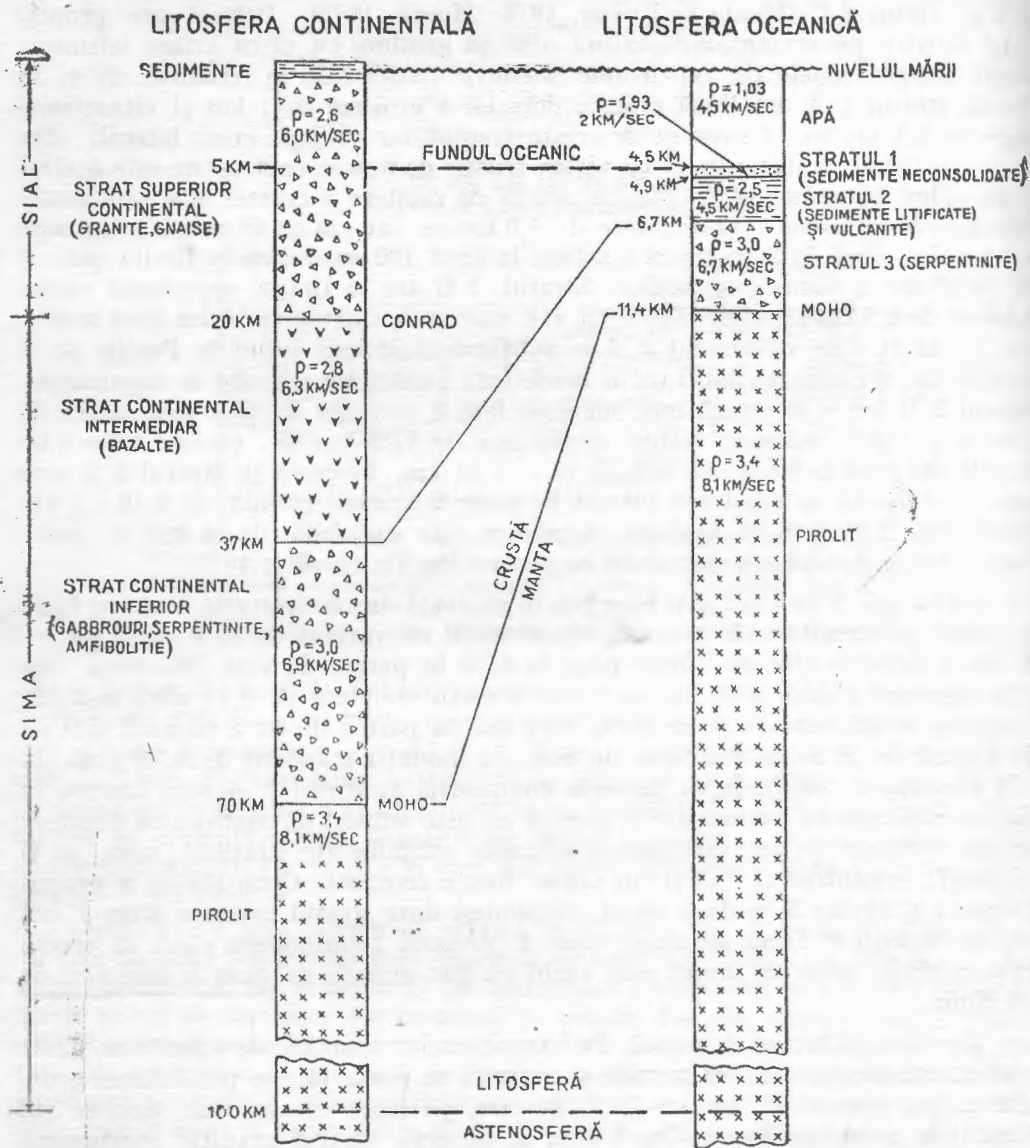


Fig. 215. — Corelarea structurii litosferei continentale cu cea oceanică.

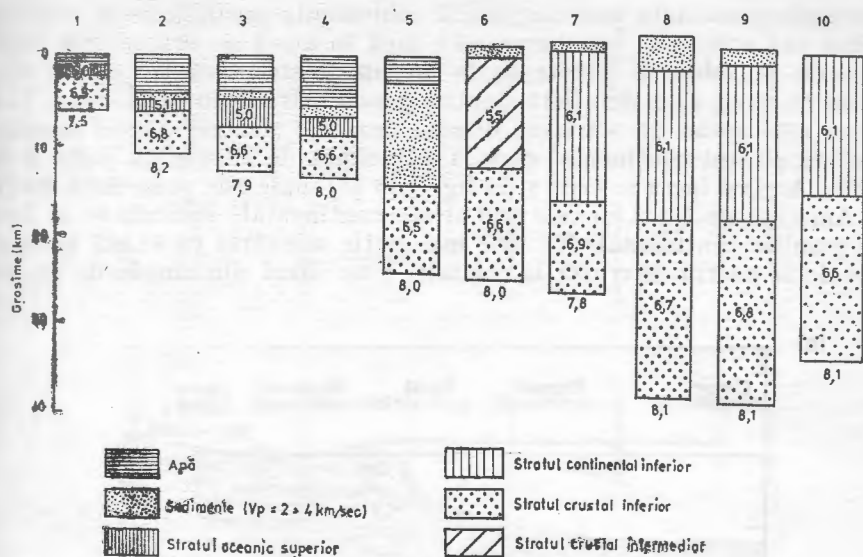


Fig. 2.16 — Coloane seismice pentru diverse unități structurale: 1, dorsale oceanice; 2, bazine oceanice; 3, bazine de mări marginale; 4, fose; 5, bazine marine epicontinentale; 6, arcuri insulare; 7, provincia de bazine și catene din America de Nord; 8, zone orogene fanerozoice; 9, platforme; 10, scuturi (După Condie, 1976).

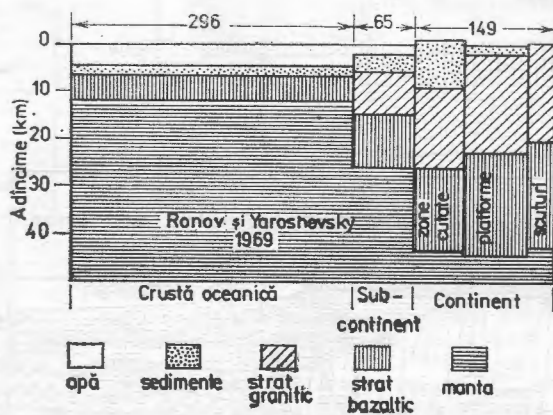


Fig. 2.17 — Contribuția principalelor tipuri de unități structurale la edificarea crustei terestre (După Ronov și Yaroshevsky, 1969).

În detaliu corelările pot fi mai bine urmărite pe câteva coloane caracteristice pentru 10 tipuri structurale (fig. 2.16). După cum se vede, stratul crustal inferior („bazaltic”) nu pune probleme, putând fi urmărit în toate structurile. În schimb stratul superior din continente, nefiind diferențiat mai în detaliu, are o densitate medie ce nu mai permite o corelare directă cu stratul 2 oceanic.

Pentru a se putea aprecia și contribuția procentuală a fiecărui tip de crustă la edificarea globului în general, prezentăm fig. 2.17 în care sînt date aceste date sintetice.

Coloanele prezentate mai sus indică echivalența posibilă între crusta continentală și cea oceanică. Întrebarea este dacă în afară de echivalență există o corelare reală sau chiar o trecere de la un tip de structură la celălalt tip. În fig. 2.18 (a) trecerea este detaliată pentru coasta Africii în zona Sierra Leone. De fapt nu este vorba de o trecere directă deoarece stratele crustei oceanice se „proptesc” în stratul continental care la adâncimea de 20 km nu poate fi decât cel granitic. Același lucru se vede și în fig. 2.18 (b) unde este prezentată marginea de est a Americii de Nord cu cele trei strate continentale oprindu-se în dreptul stratului granitic continental. Nu este mai puțin adevărat că există și alt mod de trecere de la un tip de crustă la celălalt. Este cazul din zonele de subducție

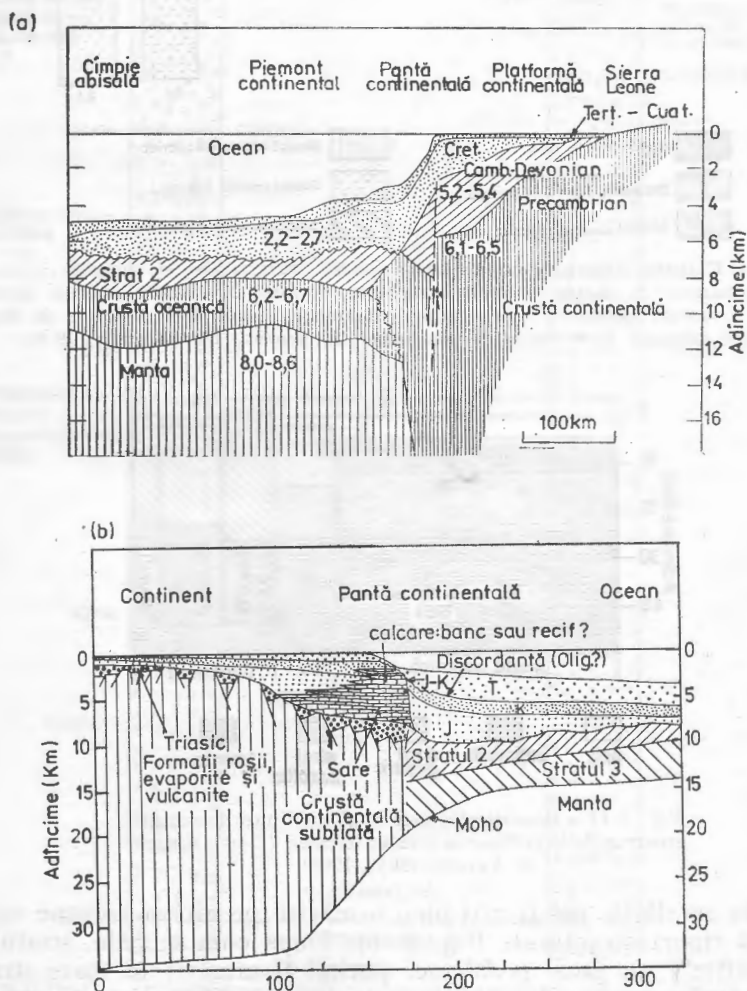


Fig. 2.18 — Trecerea de la crusta continentală la cea oceanică. (a) Marginea de vest a Africii în dreptul coastei Sierra Leone. Exagerarea verticală $\times 10$ (După Sheridan et al., 1969); (b) Marginea de est a Americii de Nord în dreptul coastei Carolinei. Exagerarea $\times 5$ (După Eldholm și Montadert, 1981).

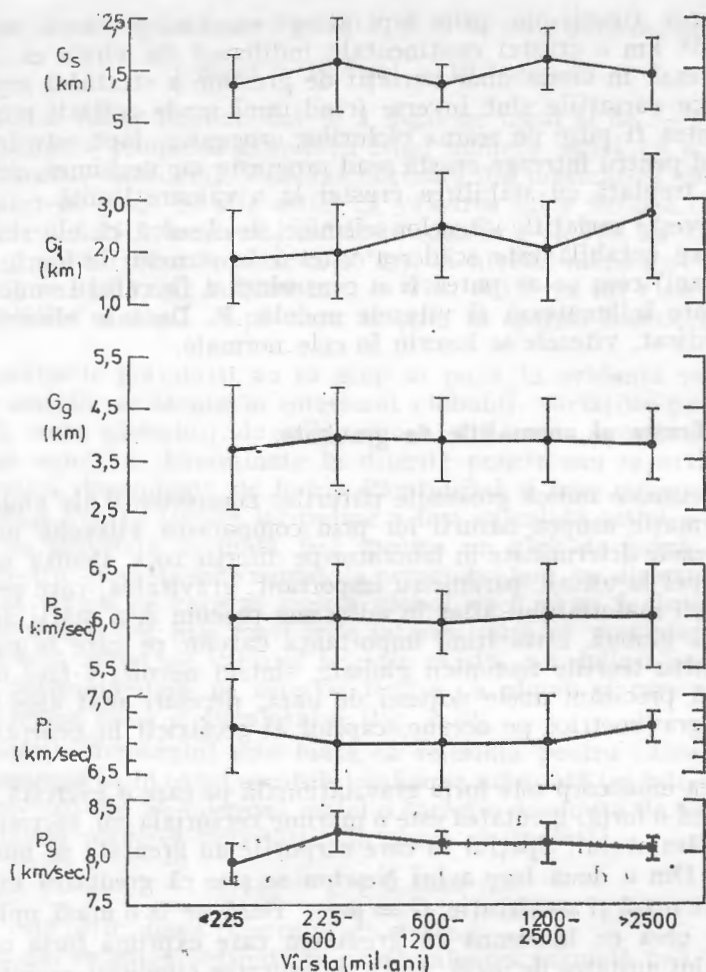


Fig. 2.19 — Variația grosimii crustei și a diverselor păături componente cu vârsta. G_s , grosimea stratului superior; G_i , grosimea stratului inferior; G_g , grosimea crustei în general; P_s , viteza undelor P în stratul superior; P_i , viteza undelor P în stratul inferior; P_g , viteza undelor P în crustă în general (După Condie, 1976).

unde placa cu crustă oceanică alunecă sub cea cu continent (tipul de convergență andină) în care caz are loc o îngroșare a stratului 3 oceanic, peste care plutește stratul granitic continental.

În legătură cu structura crustei evidențiată prin seismologie putem ataca încă o problemă, aceea a relației dintre grosimea crustei și vârsta ei. În fig. 2.19 sînt trecute în abscisă vîrstele, iar pe ordonată grosimile crustei în general (G_g), apoi separat, grosimea stratului superior (G_s) și inferior (G_i). Același lucru și pentru vitezele P în general (P_g), pentru stratul superior (P_s) și cel inferior (P_i). Vîrsta este segmentată în cinci intervale, pentru fiecare prezentîndu-se cîte o valoare medie, cîte un punct, cu deviația standard respectivă (barele verticale).

Din examinarea figurii un prim fapt atrage atenția, grosimea uniformă, de aproximativ 38 km a crustei continentale indiferent de vîrsta ei. Această valoare se păstrează în ciuda unor variații de grosime a stratului superior și inferior, deoarece variațiile sînt inverse (cînd unul scade celălalt crește). Aceste variații ar putea fi puse pe seama ciclurilor orogenice, fapt este însă că deviațiile standard pentru întreaga crustă scad progresiv cu vechimea, ceea ce indică o cratonizare treptată cu stabilirea crustei la o valoare limită.

În ce privește variațiile vitezelor seismice, se observă că ele sînt constante. Singura deviere notabilă este scăderea vitezei în structurile foarte tinere (sub 225 milioane ani) ceea ce ar putea fi o consecință a fluxului termic ridicat din aceste zone care influențează și vitezele undelor P. Dacă se elimină zonele cu flux termic ridicat, vitezele se înscriu în cele normale.

4. Crusta și anomaliile de gravitate.

Datele seismice indică grosimile păturilor componente ale globului și dau o primă informație asupra naturii lor prin compararea vitezelor undelor ce le străbat cu vitezele determinate în laborator pe diferite roci. Pentru informații în plus se face apel la un alt parametru important, gravitatea, care permite aprecierea densității materialului aflat în adîncime precum și a stării de echilibru în care se află globul. Dată fiind importanța datelor pe care le poate furniza gravitatea pentru teoriile tectonicii globale, sîntem nevoiți a face o digresiune teoretică ca să precizăm unele noțiuni de bază, necesare mai ales în interpretarea datelor gravimetrice pe oceane, capitol al geofizicii în general mai puțin cunoscut.

Greutatea unui corp este forța gravitațională pe care o exercită asupra lui Pămîntul. Fiind o forță, greutatea este o mărime vectorială cu vectorul îndreptat spre centrul Pămîntului; Spațiul în care corpurile au greutate se numește cîmp gravitațional. Din a doua lege a lui Newton se știe că greutatea este egală cu produsul dintre masă și accelerație: $G = mg$. Dacă se ia o masă unitară ($m=1$) atunci $G = g$ ceea ce înseamnă că greutatea care exprimă forța cu care este atrasă de Pămînt unitatea de masă, adică intensitatea cîmpului gravitațional este egală numeric cu accelerația gravitațională.

În sistemul de referință legat de Pămînt corpurile sînt supuse unei accelerații suplimentare datorate forței centrifuge de inerție. Cîmpul corespunzător se numește cîmp al forței centrifuge de inerție. Suma vectorială a acestuia cu cîmpul gravitațional se numește cîmp al gravitației (sau cîmp gravific) și el nu trebuie confundat cu cîmpul gravitațional (datorat numai legii atracției universale). Vectorul intensității cîmpului gravific are direcția firului cu plumb, spre deosebire de vectorul intensității cîmpului gravitațional care este orientat după verticala locului (dreapta care unește centrul Pămîntului cu punctul de la suprafață).

Intensitatea cîmpului gravitației se determină fie prin metode statice, fie prin metode dinamice, măsurătorile ducînd la o valoare numerică ce se exprimă în unitate CGS de cîmp al gravitației denumit *gal* și care este

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/sec}^2$$

sau, din cauza variațiilor foarte scăzute, prin submultiplul denumit miligal:

$$1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ cm/sec}^2.$$

Preciziile măsurătorilor sînt de 1 mgal pe uscat și de 5–10 mgal pe apă.

Intensitatea cîmpului gravitației fiind numeric egală cu accelerația gravitației în punctul considerat, valoarea obținută din măsurători variază cu poziția acestui punct pe glob. Se știe astfel că valoarea lui g variază cu latitudinea și cu altitudinea. Astfel, la nivelul mării la ecuator $g = 978$, la 45° lat. $g = 980$, iar la pol $g = 983$. De asemenea la 45° lat. la nivelul mării $g = 980,6$, la 1000 m altitudine $g = 980,3$, iar la 8000 m $g = 978$. Scăderea lui g cu altitudinea este un fapt evident ducînd, după cum se știe, în spațiul cosmic la imponderabilitate.

Măsurătorile gravitației au ca scop să pună în evidență variațiile de densitate ale maselor existente în interiorul globului, variațiile putînd fi de ordin general (la scara globului), de ordin regional sau local. Aceasta se poate face prin compararea valorilor determinate în diferite puncte sau raportîndu-le la o valoare teoretică dependentă de forma Pămîntului și care o distribuie în funcție de latitudine. Pentru fiecare latitudine a fost calculată astfel o valoare a lui g denumită și gravitate normală (γ_0) pentru un glob de formă ideală denumit sferoid terestru. Aceasta este suprafața perpendiculară pe direcția gravitației normale, adică forma pe care ar avea-o globul dacă el ar fi fluid iar materia ar prezenta densități tot mai mari spre interior, fără să prezinte și variații laterale. Cum însă astfel de variații laterale există, s-a definit *geoidul*, care este suprafața perpendiculară pe direcția firului cu plumb și care aproximează cel mai bine forma reală a Pămîntului (fig. 2.20).

Suprafața sferoidului este luată ca referință pentru calcularea gravitației, ceea ce înseamnă că în cazul uscatului valoarea măsurată (g) într-un punct trebuie adusă la nivelul lui. Se operează astfel o corecție denumită de aer liber (g_0) prin care se elimină scăderea gravitației din cauza altitudinii:

$$g_0 = g + 0,3086 H$$

în care H este altitudinea punctului de stație.

Dacă din valoarea obținută se scade valoarea normală (γ_0), ceea ce rămîne poartă numele de *anomalie de aer liber* (g_a):

$$g_a = g_0 - \gamma_0 \text{ sau } g_a = g + 0,3086 H - \gamma_0.$$

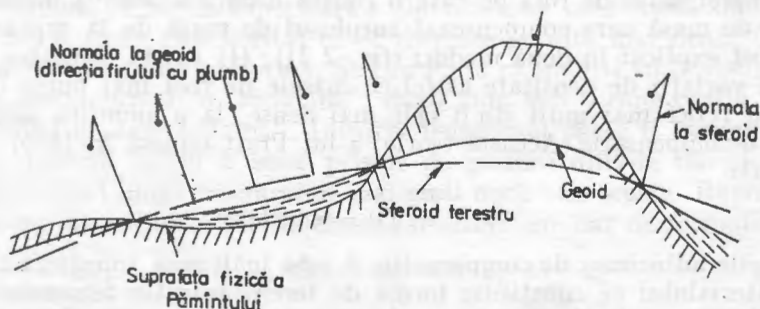


Fig. 2.20 — Raportul dintre relief, geoidul și sferoidul terestru în zonele continentale și oceanice (După Airinei, 1977).

În afara faptului că altitudinea se face simțită prin diminuarea intensității câmpului gravific, ea determină o anomalie importantă și prin masa de roci care creează denivelarea. Este clar că relieful influențează măsurătorile gravimetrice, în locurile înalte existând un plus de masă, comparativ cu locurile coborâte. Pentru a se obține valori comparabile între diferitele regiuni se operează o corecție prin scăderea influenței masei de roci pe care o reprezintă tranșa de teren dintre nivelul mării (suprafața sferoidului) și înălțimea punctului considerat. Această corecție, cunoscută sub numele de corecția Bouguer (C_B), ține seamă de mai mulți factori, cum ar fi înălțimea, densitatea medie a rocilor și neregularitățile terenului. Scăzând valoarea corecției Bouguer din valoarea de aer liber, se obține valoarea Bouguer, sau *anomalie Bouguer* (g_B):

$$g_B = g_a - C_B$$

Anomalie Bouguer dă informații asupra naturii rocilor aflate în adâncime, valorile crescute indicând roci mai dense.

În zonele oceanice măsurătorile gravimetrice se fac la nivelul mării, deci pe sferoid, ceea ce elimină corecția de aer liber, g_a obținându-se prin scăderea valorii normale din valoarea măsurată. În principiu anomalia de aer liber pe ocean ar trebui să corespundă anomaliiei Bouguer de pe continente, ambele fiind raportate la nivelul mării. În realitate, deoarece fundul oceanului are și el un relief, anomalia de aer liber reflectă acest relief, prezentînd valori mai mari în locurile cu apă mai puțin adîncă, și valori mai scăzute în locurile cu adîncimi mai mari, unde există un deficit mai mare de masă de roci. Acest fapt face ca valorile de aer liber să nu ofere nici o informație asupra naturii scoarței sub fundul oceanic. Pentru a avea astfel de informații se operează și aici o corecție, denumită tot Bouguer, dar care se obține printr-un procedeu invers. În loc să se netezească relieful pozitiv de pe uscat prin „radere” la nivelul mării, aici relieful negativ oceanic este „umplut” pînă la nivelul mării cu o masă de roci căreia i se atribuie convențional o densitate de 2,6 sau 2,7 g/cm³ (densitatea medie a crustei) din care se scade masa corespunzînd apei din ocean. Valorile Bouguer pe oceane reflectă astfel anomaliile de masă de sub fundul oceanic prin eliminarea efectului de relief.

Determinarea anomaliilor gravifice face posibilă abordarea unui alt capitol extrem de important al structurii litosferei; starea izostatică. Se știe că marile forme de relief sînt într-o stare compensată izostatic. Aceasta înseamnă că un lanț de munți, cum ar fi Munții Himalaya, nu atrag un pendul în mod deosebit, în ciuda marelui mase de roci pe care o conțin deoarece undeva dedesubt există un deficit de masă care compensează surplusul de masă de la suprafață. Fenomenul a fost explicat în două moduri (fig. 2.21); (1) există în partea superioară a globului variații de densitate astfel că masele de roci mai puțin dense proeminează în relief mai mult decît cele mai dense, la o anumită adîncime stabilindu-se o compensație. Această teorie a lui Pratt (emisă în 1855) se exprimă prin formula

$$\rho (h + D) = \text{constant}$$

în care D este adîncimea de compensație, h este înălțimea topografică iar ρ densitatea materialului ce constituie forma de teren. Intuitiv fenomenul se poate exemplifica prin scufundarea într-un lichid a unor prisme de mărimi egale dar de densități diferite (mai mici decît a lichidului) și care vor proemina cu atît

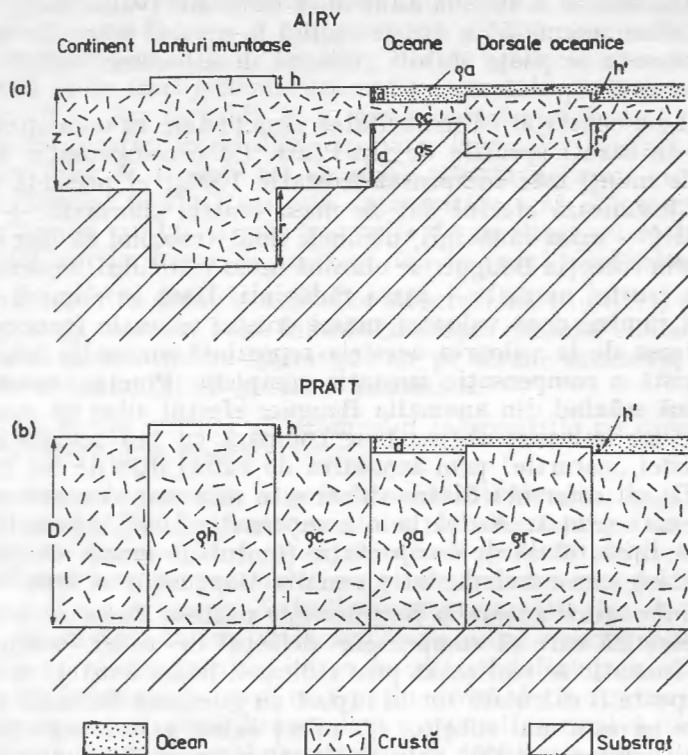


Fig. 2.21 — Compensăția izostatică după Airy (a) și Pratt (b). Pentru (a): z , grosimea crustei sub continente; h , înălțime topografică, r , rădăcină; a , antirădăcină; d , adâncimea oceanului; ρ_a , densitatea apei; ρ_c , densitatea crustei; ρ_s , densitatea substratului. Pentru (b): D , adâncimea de compensație; d , adâncimea oceanului; h , înălțimea topografică; h' , înălțimea dorsalelor; ρ_h , densitatea crustei sub munți; ρ_c , densitatea crustei normale; ρ_a , densitatea crustei sub oceane; ρ_r , densitatea crustei sub dorsale (După Bott, 1972).

mai mult cu cât densitatea este mai mică. (2) A doua teorie, emisă de Airy (tot în 1855) presupune că partea superioară a globului este constituită dintr-o pătură mai puțin densă (care este crusta) ce se dispune pe alta mai densă (mantaua), amândouă având densitate uniformă. Se consideră că munții au dedesubt o crustă mai groasă decât normal, o „rădăcină”, după cum sub oceane crusta este puțin groasă, formînd o „antirădăcină”. Intuitiv fenomenul poate fi exemplificat prin scufundarea într-un lichid a unor prisme de grosimi diferite dar de densitate egală, prismele mai lungi proeminează mai mult decât cele scurte. Raportul dintre înălțimea care proeminează și adâncimea rădăcinii este dat de formula

$$r(\rho_c - \rho_s) = h \cdot \rho_c$$

în care r este adâncimea rădăcinii, h înălțimea cu care proeminează blocul considerat, ρ_c densitatea materialului din crustă iar ρ_s densitatea substratului.

Dificultatea este de a aprecia adâncimea rădăcinii (valoarea r). Ea este raportată la o grosime „normală” a crustei, adică la nivelul mării (D în fig. 2.22). În funcție de aceasta se poate stabili „relieful de adâncime” adică denivelările limitei dintre crustă și substrat.

În general s-a constatat că majoritatea structurilor au o compensație de tip Airy și numai în cazuri speciale de tip Pratt. Cu o compensație de tip Airy, dacă un lanț de munți este compensat izostatic 100%, el prezintă o valoare a gravitației care însumează efectul dat de masa crustei „normale” + masa proeminenței de relief + masa rădăcinii, ultimele două trebuind să dea efecte egale. Am arătat că prin corecția Bouguer se elimină masa reliefului, anomalia Bouguer reflectând masa crustei normale + masa rădăcinii. Dacă se elimină și influența masei rădăcinii rămâne doar valoarea masei crustei normale (corespunzând grosimii D). Abaterea de la valoarea acesteia reprezintă anomalia izostatică și ea arată că nu există o compensație izostatică completă. Practic, anomalia izostatică se determină scăzând din anomalia Bouguer efectul adus de masa rădăcinii corespunzătoare iar valoarea obținută se compară cu cea rezultată din calcularea masei crustei „normale” prin acordarea de valori diferite lui D (de obicei 20 și 30 km). Cu cât diferența dintre valori este mai mare cu atât compensația izostatică este mai redusă. Astfel la o compensație 100% anomalia izostatică este zero, iar la lipsa totală de compensație (lanțul de munți nu are rădăcină) anomalia izostatică este maximă, iar anomalia Bouguer este zero.

În domeniul oceanic anomalia Bouguer este pozitivă deoarece trebuie adăugată o masă teoretică care să compenseze defectul de relief (bazinul oceanic). Aici echilibrul izostatic se realizează prin ridicarea bazei crustei, printr-o „antirădăcină” care poate fi calculată tot în raport cu grosimea normală a crustei, cu D , față de care ea este mai subțire, (D min.) luând valori negative. În cazul unei compensații izostatice 100% cele două valori (masa „antirădăcinii” și anomalia Bouguer) se reduc și anomalia izostatică este zero. În cazul lipsei totale de compensație (lipsa unei antirădăcini) anomalia izostatică este maximă iar anomalia Bouguer este zero.

Verificarea anomaliei izostatice prin anomalia Bouguer nu poate duce la rezultate sigure deoarece grosimea crustei normale (adâncimea de compensație D) nu poate fi determinată. Se recurge de aceea la măsurătorile seismice care dau informații asupra naturii materialului din adâncime și asupra adâncimii la care se află discontinuitățile dintre păturile de densitate diferită, respectiv limita dintre scoarță și manta. Există însă și o altă posibilitate de testare a izostaziei,

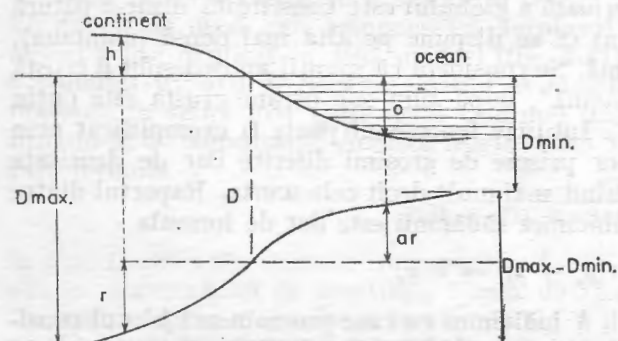


Fig. 2.22 — Principiul compensației izostatice. D , grosimea „normală” a crustei; $D_{max.}$, grosimea crustei în zonele ridicate topografic; $D_{min.}$, grosimea crustei sub oceane; h , înălțimea topografică deasupra nivelului mării; r , rădăcină; ar , antirădăcină; o , adâncimea oceanului

În cadrul măsurătorilor strict gravimetrice și anume, prin anomalia de aer liber. Presupunând prin absurd că $D = 0$, că nu există scoarță „normală” (nivelul de compensație este zero), anomalia de aer liber devine egală cu anomalia izostatică. Aceasta înseamnă că în linii generale anomalia izostatică poate fi urmărită prin anomalia de aer liber. Așa de pildă la o formă morfologică de rază mare și adâncime mică de compensație, în echilibru izostatic (anomalia izostatică este zero), anomalia de aer liber se apropie tot de zero. Aceasta deoarece efectul gravitațional al unei rădăcini foarte largi este aproximativ egal cu corecția Bouguer. Metoda de urmărire a izostaziei prin anomalia de aer liber nu mai este aplicabilă pe marginile marilor forme de relief și nici în cazul unui relief agitat.

În concluzie, pentru urmărirea marilor structuri ale litosferei, pe continente anomalia Bouguer dă cele mai bune informații asupra maselor subiacente precum și asupra gradului de echilibrare izostatică, iar pe oceane anomalia de aer liber indică atât relieful bazinului cât și starea izostatică.

Înarmați cu aceste noțiuni să examinăm informațiile pe care ni le furnizează gravitația referitor la crustă.

Zonele continentale prezintă în general anomalii Bouguer negative deoarece crusta este îngroșată și ea „împinge” mantaua mai densă în jos ceea ce duce la un deficit de masă. Anomaliile datorate structurii generale ale crustei se întind pe sute de kilometri în scuturi și platforme și ele indică neomogenități în partea inferioară a crustei sau în manta. Valorile acestor anomalii sînt de la -10 pînă la -50 mgal. Anomaliile de mai mică amploare indică neomogenități în crustă. Așa de exemplu un masiv granitic intrus în roci cristaline prezintă o anomalie negativă deoarece formează o masă mai puțin densă decît terenurile înconjurătoare. Un masiv de sare prezintă de asemenea o anomalie negativă fiind mai puțin dens, în schimb un masiv de gabbrouri intrus în roci epizonale apare cu o anomalie pozitivă.

Catenele orogenice se manifestă prin anomalii alungite paralele cu structura și cu puternice valori negative, de -150 pînă la -300 mgal. În figura 2.23.(a) se observă această anomalie negativă ce corespunde Alpilor Orientali. Anomalia izostatică, mult mai redusă ca valoare, arată că echilibrul este atins în proporție de 90—95%. Puternica anomalie negativă de pe creasta Alpilor reprezintă poate un masiv granitic ce accentuează caracterul negativ general. Determinări de detaliu efectuate în ultimul timp peste catenele orogenice au confirmat ipoteza lui Airy punînd în evidență o îngroșare a crustei care formează rădăcini profunde. Fig. 2.23.(b) prezintă situația din Alpii Occidentali unde echilibrul izostatic și anomalia Bouguer de -150 mgal pot fi interpretate ca o îngroșare a crustei, fapt confirmat și de determinările prin seismică de explozie. Anomalia pozitivă din dreapta (la Turin) este interpretată ca efect al unei intruziuni de roci ultrabazice.

Cu toate acestea, în Munții Stîncoși există o anomalie Bouguer negativă, cu o anomalie izostatică aproape nulă dar seismologia nu a pus în evidență o lăsară a crustei, deci o rădăcină. Acest fapt arată că în unele zone compensarea izostatică nu se face prin modelul lui Airy ci prin modelul lui Pratt, adică printr-o schimbare a densității laterale a materialului. În felul acesta trebuie admise neomogenități laterale, la nivelul crustei inferioare sau ale mantalei superioare.

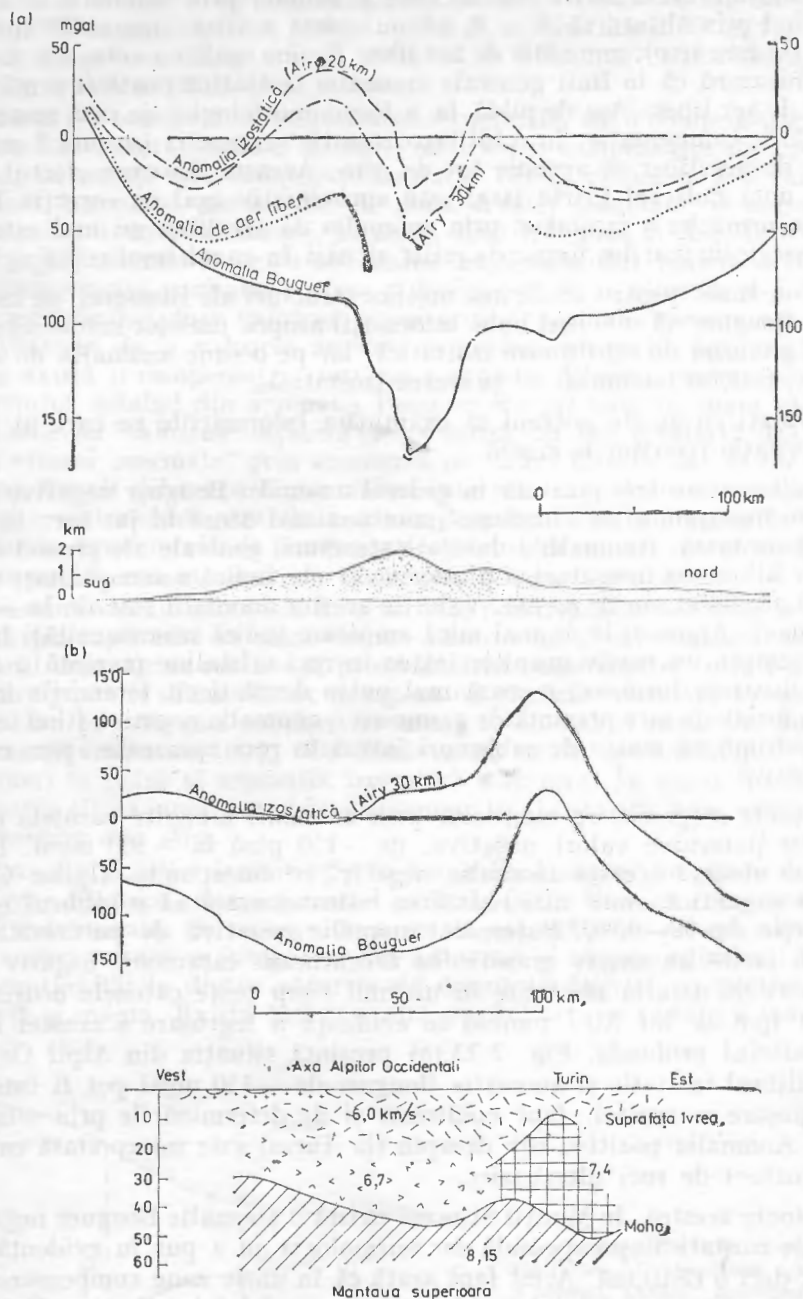


Fig. 2.23 — Anomaliile de gravitație în zonele orogene. (a) Profil gravimetric peste Alpii Orientali cu compensația în două ipoteze, cu grosimea crustei de 20 și 30 km (După Holopainen, 1947); (b) Profil gravimetric peste Alpii Occidentali. Porțiunea în carouri este interpretată prin prezența unui masiv intruziv ultrabazic (După Coron, 1963).

Rifturile continentale prezintă și ele anomalii negative destul de importante, mergînd de la -50 mgal pînă la -300 mgal (fig. 2.24). Faptul poate fi pus pe seama umpluturii puțin dense a bazinelor sedimentare situate pe astfel de structuri. Dar, cum există și o anomalie izostatică accentuată (pînă la -80 mgal), trebuie admis un deficit de masă necompensat care este pus pe seama unei subțieri a crustei. Vom vedea imediat o similitudine a acestei situații cu cea existentă deasupra rifturilor oceanice.

Zonele oceanice prezintă în general anomalii Bouguer pozitive deoarece anti-rădăcina mantalei echilibrează deficitul de masă al bazinelor (în cazul compensării izostatice) dar la care se adaugă corecția Bouguer ce aduce un surplus de masă. Zonele de cîmpii abisale prezintă astfel valori de $+250$ pînă la $+350$ mgal, piemonturile continentale de $+200$ pînă la $+250$ mgal iar mările marginale și interne de 0 pînă la $+200$ mgal. Insulele vulcanice prezintă valori variabile, oscilînd între -35 la $+200$ mgal trădînd situații mai curînd locale decît marile structuri ale scoarței. După cum am amintit, mai semnificative sînt anomaliile de aer liber deoarece ele evidențiază atît relieful cît și distribuția maselor în adîncime prin anomaliile izostatice.

În cadrul ariilor oceanice două zone merită o atenție deosebită deoarece ambele sînt legate de procesele dinamice de expansiune a crustei oceanice, fapt ce se reflectă și în anomaliile de gravitație. Acestea sînt dorsalele cu rifturile oceanice și fosele. Ambele vor fi tratate în detaliu în capitolele următoare în care vom vorbi despre zonele de expansiune și, respectiv, despre cele de subducție. Aici amintim de aceea doar trăsăturile lor esențiale.

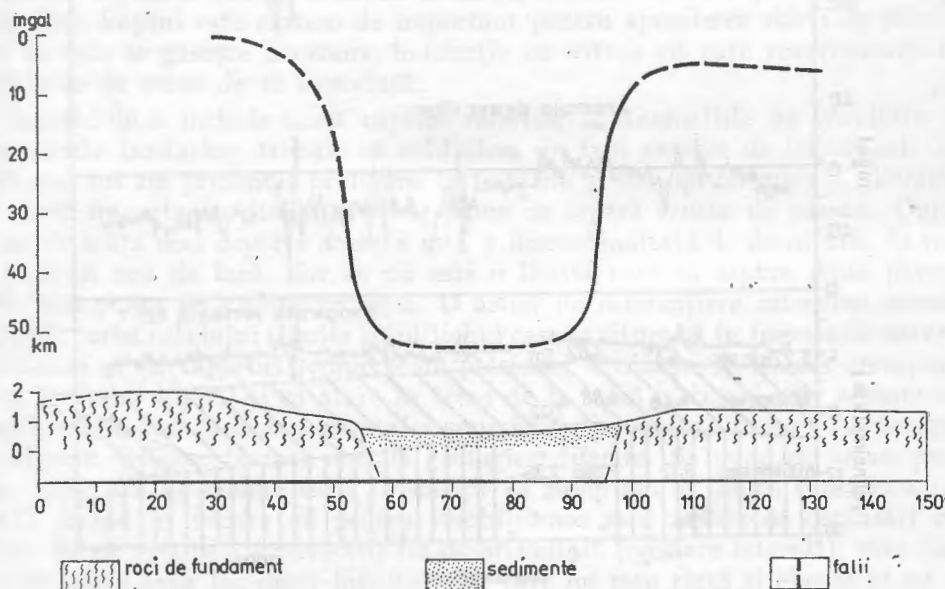


Fig. 2.24 — Secțiune gravimetrică (anomalia Bouguer) deasupra riftului continental est-african (zona Lacului Albert) (După Girdler, 1964).

Dorsalele oceanice prezintă în general valori ale anomaliei Bouguer pozitive (peste 200 mgal) dar cu o vădită creștere a lor dinspre riftul central spre flancuri. Fig. 1.17 prezintă situația pentru dorsala atlantică la aproximativ 30°N. Se observă cum anomalia de aer liber urmează fidel relieful în timp ce anomalia Bouguer crește cu peste 150 mgal pe 1 000 km. În figura 2.25 imaginea pentru Dorsala est-pacifică este puțin schimbată deoarece, după cum s-a arătat anterior, aceasta este o dorsală fără rift, cu un relief mai domol ca urmare a unei expansiuni mai rapide. Și aici anomalia de aer liber urmărește fidel relieful, care prezintă la circa 700 km de o parte și alta a axei de expansiune proeminențe de relief, marcate printr-o scădere a anomaliei Bouguer cu circa 50 mgal ce reflectă probabil mase eruptive dense (munți submarini cu rădăcini ultrabazice). Și aici axa de expansiune (dedusă prin dinamica crustei oceanice în lipsa unui rift vizibil) este evidențiată de o scădere a anomaliei Bouguer, fapt care este pus pe seama unei mantele de densitate mai redusă denumită *manta anomală*. De fapt este vorba de materialul de manta aflat în stare viscoasă, aproape de punctul de topire și care, la decompresiune trece în fază lichidă erupind pînă la nivelul fundului oceanic unde edifică dorsala. Într-un alt capitol vom vedea că sînt mai multe posibilități de interpretare a mantei anormale din punct de vedere gravific și constituțional.

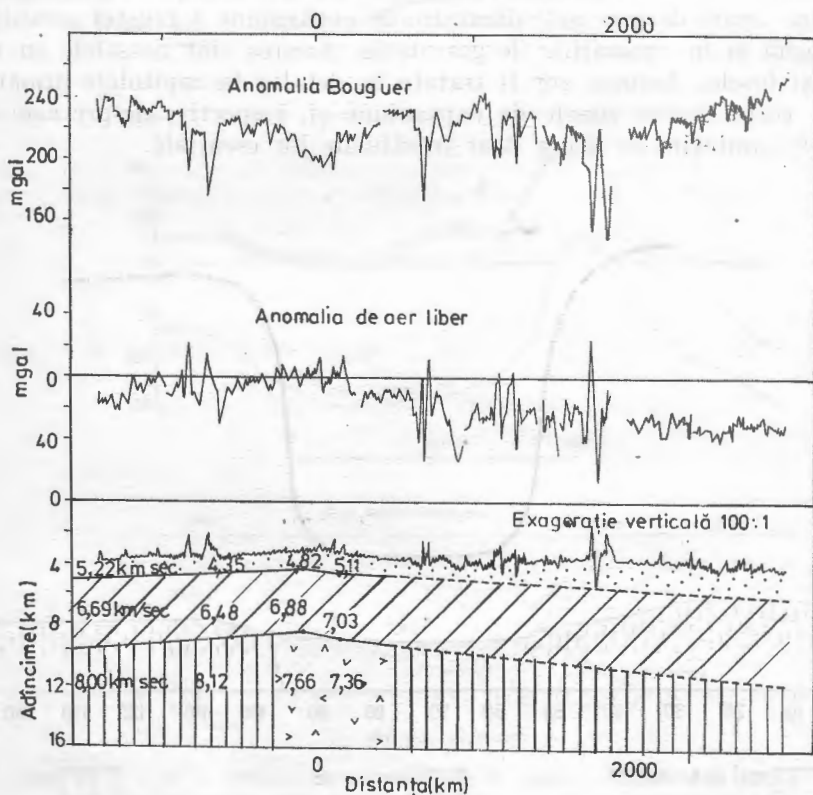


Fig. 2.25 — Profil gravimetric și structura seismică a Dorsalei est-pacifice. Cifrele indică viteza undelor P (După Talwani et al., 1965).

Creșterea valorii anomaliei Bouguer odată cu depărtarea de axa de expansiune este interpretată ca un semn al creșterii grosimii crustei. Relația dintre valoarea anomaliei Bouguer și grosimea crustei a fost stabilită prin ecuația

$$G = K_1 - K_2 g_b$$

în care G este grosimea, g_b este anomalia Bouguer, iar K_1 și K_2 constante ce variază cu tipul crustal. Din cauza incertitudinii în ce privește aceste constante nu se poate determina direct grosimea crustei numai cu anomalia Bouguer dar relația arată o creștere simultană a celor două valori. Creșterea anomaliei de gravitate dinspre axa de expansiune spre flancurile dorsalelor este o importantă indicație a creșterii grosimii crustei cu vîrsta, fapt de o mare importanță pentru explicarea unui mare număr de fenomene geologice. În ce privește fosele, acestea prezintă o importantă anomalie de aer liber ce reflectă în primul rînd depresiunea morfologică ce le caracterizează. Anomalia Bouguer este și ea negativă, cu valori de -100 pînă la -150 mgal, ceea ce arată un deficit de masă determinat de coborîrea litosferei mai puțin dense în mantaua mai densă. Procesul este activ căci aici există și o anomalie izostatică care indică o necompensare.

Invocarea factorului timp în procesul de compensare izostatică dezvăluie un alt aspect interesant. Calculul ratei de eroziune pe continente arată că ele ar fi complet erodate într-un interval de 50 milioane de ani și aduse la nivelul mării. Aceasta nu se întîmplă deoarece pe măsură ce continentele sînt ușurate prin îndepărtarea unei tranșe de scoarță, ele sînt „săltate” pentru păstrarea echilibrului izostatic. Înseamnă că aici compensația izostatică are loc în mai puțin de 50 milioane de ani, rata de eroziune fiind simțitor egală cu cea de echilibrare prin ridicare. În același mod sedimentarea în oceane, încărcarea fundului acestora cu depozite, merge mîna în mîna cu lăsarea acestuia pentru păstrarea echilibrului. Faptul este extrem de important pentru aprecierea stării de plasticitate în care se găsește mantaua, în funcție de viteza cu care reacționează la modificările de mase de la suprafață.

Înainte de a încheia acest capitol referitor la anomaliile de gravitate și compensațiile izostatice, trebuie să subliniem un fapt extrem de important. În cele de mai sus am prezentat problema în termenii structurii seismice a globului care relevă importanta discontinuitate Moho ce separă crusta de manta. După cum se va arăta mai departe aceasta este o discontinuitate de densitate, de natură chimică sau de fază, dar ea nu este o limită care să separe două părți diferite din punct de vedere geologic. O astfel de diferențiere intervine numai acolo unde curba solidului (limita solid/lichid care se situează în funcție de natura materialului și de raportul temperatură/presiune) întîlnește geoterma corespunzătoare începerii topirii și ca atare se trece de la solid la lichid. Ori aceasta se întîmplă sub Moho, în cadrul mantalei superioare, la limita litosferă/astenosferă termeni care definesc tocmai unități geologice diferite. Se pune de aceea problema: unde are loc compensația izostatică, la Moho sau la limita litosferă/astenosferă? Avînd în vedere că pentru reechilibrare este nevoie de deplasări de materie, fie pe verticală (convecții) fie pe orizontală (refulare laterală), este clar că ea nu poate avea loc decît într-un strat care nu este rigid și elastic ci cu o viscozitate destul de mare, mergînd spre lichid. Aceasta înseamnă că interfața activă este limita litosferă/astenosferă, pe ea avînd loc compensarea izostatică.

Toate cele prezentate mai sus în termenii geofizicii clasice trebuie transpuși în sistemul cel nou în care elementele de referință nu sînt crusta și mantaua ci litosfera și astenosfera.

5. Fluxul termic în crustă.

S-a spus că Pămîntul în ansamblu nu este o mașină termică, înțelegîndu-se prin aceasta că întreaga lui dinamică este un rezultat al transformării în lucru mecanic a unor procese termice: dinamica externă are la origine căldura solară iar dinamica internă căldura proprie a globului. În lumina tectonicii globale ultima afirmație se dovedește pe deplin justificată, rolul jucat de producerea și transferul de căldură fiind principalul mecanism care dirijează mișcarea plăcilor. Avînd în vedere acest fapt sîntem nevoiți a aprofunda problema și o facem în acest capitol consacrat crustei deoarece în crustă au loc importante procese generatoare de căldură.

Prin flux de căldură sau flux termic se înțelege cantitatea de căldură ce sosește la suprafața Pămîntului venind din interior. Ea este exprimată într-o unitate CGS notată prin HFU (Heat Flow Unit):

$$1\text{HFU} = 1\mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec sau } 1\mu \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$$

sau exprimat în putere,

$$1\text{HFU} = 41,8 \text{ mW/m}^2.$$

Fluxul de căldură se determină prin măsurarea conductibilității termice a rocilor și a gradientului termic. Conductibilitatea (notată k) se determină în laborator pe diferite tipuri de roci prin care se trece un flux de căldură cunoscut și măsurîndu-se gradientul termic prin probă. Gradientul termic se determină pe teren prin măsurarea temperaturii între două puncte distanțate pe verticală (dT/dh). Fluxul termic, q , este în acest caz

$$q = -K \cdot dT/dh.$$

Distribuția fluxului termic este prezentată în tabelul I în coloana 4 unde sînt date valorile medii pe principalele unități structurale. Se observă că valorile cele mai scăzute se găsesc în scuturile precambriene unde valoarea medie este de 1 HFU, cu o foarte mică variație (între 0,9 și 1,1 HFU). Platformele și zonele orogenice paleozoice prezintă valori mai ridicate (1,4—1,5 HFU). Diferența de 0,5 HFU trebuie pusă pe seama grosimii diferite a crustei, scuturile avînd 30—40 km iar platformele 40—50 km, ceea ce înseamnă o tranșă mai mare de roci producătoare de căldură prin radioactivitate. Valori ridicate prezintă zonele orogenice tinere (între 1,3 și 2,5 HFU) cu media de circa 1,7 HFU. Rifturile continentale indică, cu valoare medie de 2 HFU, un aport considerabil de căldură, ce vine din manta datorită subțierii crustei continentale. Arcurile insulare și insulele vulcanice, cu valori foarte ridicate (1,7—2 HFU ca medie, dar cu valori individuale de peste 3 HFU) reflectă aportul de căldură datorită magmatismului.

În domeniul oceanic atrage atenția în mod special cazul dorsalelor, în care fluxul termic scade rapid cu depărtarea față de riftul central. Acesta, ca rezultat al magmatismului activ continuu, prezintă valori foarte ridicate (de peste 3 HFU),

dar media pentru întreaga dorsală de-abia depășește 1 HFU. Valori ridicate (1,5—2,5 HFU) prezintă și unele bazine marginale în care există procese secundare de expansiune cu punere în loc a unor magme. În rest, bazinele oceanice prezintă valori scăzute, variind între 1,0 și 1,5 HFU, cu o medie de 1,3. Se constată și o dependență între viteza de sedimentare și fluxul termic, mai ales în bazinele marginale inactive. Astfel în Golful Mexic, în care sedimentarea a fost rapidă, fluxul termic este mai scăzut (0,5 HFU) în timp ce în Mediterana, unde rata de sedimentare a fost mai scăzută, fluxul este mai ridicat.

Faptul cel mai surprinzător reiese însă din compararea mediei între fluxul termic continental cu cel oceanic, calculate pe parcele de cîte 5° de latitudine și longitudine. Media este de 1,5 HFU atît pentru oceane cît și pentru continente (Lee, 1970). Pentru a putea explica această ciudată egalitate este necesar a aborda chestiunea producătorilor de căldură și a factorilor de care depinde fluxul termic ce sosește la suprafața Pămîntului.

Factorii de care depinde fluxul termic de la suprafață sînt următorii: (1) cantitatea de căldură ce vine din manta; (2) distribuția elementelor radioactive producătoare de căldură; (3) vîrsta și intensitatea ultimului eveniment magmatic.

Căldura ce vine din manta este căldura proprie a globului și, după cum am văzut, ea este considerată, fie o reminiscență a unui stadiu incandescent de materie solară (geneza globului „la cald”), fie rezultatul acrețiunii de particule care au format globul (geneza lui „la rece”). În ultima ipoteză căldura a rezultat din comprimarea adiabatică, din energia de acrețiune (energia derivată din atracția universală) și din dezintegrarea elementelor radioactive de viață lungă, născute odată cu materia solidă. Căldura proprie a globului este cea mai greu de evaluat și ea este luată în calcule de diferiți autori pentru a suplimenta, după necesitate, propriile teorii privind procesele termo-generatore.

În ce privește legătura dintre fluxul termic la suprafață și prezența substanțelor radioactive din scoarță, trebuie de la început subliniat că acestea au o distribuție inegală, cel puțin în tranșa de scoarță accesibilă observației directe. În tabelul II este prezentată producția de căldură a principalelor elemente radioactive de viață lungă (U, Th, K) din rocile intrusive în funcție de tipul de rocă. De la început se constată o discrepanță între cantitatea de căldură produsă de rocile acide în raport cu cele bazice, ceea ce ne obligă să tratăm separat cazul crustei continentale de cel al crustei oceanice.

Tabelul II

Căldura produsă de rocile intrusive

Tipuri de roci	Căld. prod. de U 10^{-7} j/g · an	Căld. prod. de Th 10^{-7} j/g · an	Conținut presupus 10^{-4} g/g	Căld. prod. de K 10^{-7} j/g · an	Căld. totală produsă 10^{-7} j/g · an
Granite	117	84	300	34	235
Acide	126	109	340	38	273
Intermediare	43	36	263	29	108
Intermediare	81	81	283	29	191
Bazalte	25	41	57	6,4	72
Lave bazice	26	28	49	5,5	59
Dunite	0,42	0,44	0,1	0,01	0,87

Referitor la relația dintre prezența substanțelor radioactive și fluxul termic s-a constatat că există o relație liniară între intensitatea fluxului termic și producția medie de căldură radiogenă conform relației

$$q = q' + Ab$$

în care q este fluxul termic, q' este cantitatea de căldură transmisă de rocile care nu au o producție proprie de căldură (deci practic cea venită de jos), A este producția medie de căldură radiogenă exprimată în 10^{13} cal/cm³ sec, iar b un factor ce variază cu adâncimea și care este specific fiecărui tip crustal. Pe baza acestei relații sînt prezentate în fig. 2.26 diverse cazuri de tipuri crustale.

Pentru a explica creșterea concordantă a producției de căldură radiogenă și a fluxului termic, Blakwell (1971) a propus un model cu o descreștere exponențială a producției de căldură radiogenă cu adâncimea conform relației

$$A = A_0 e^{-h/b}$$

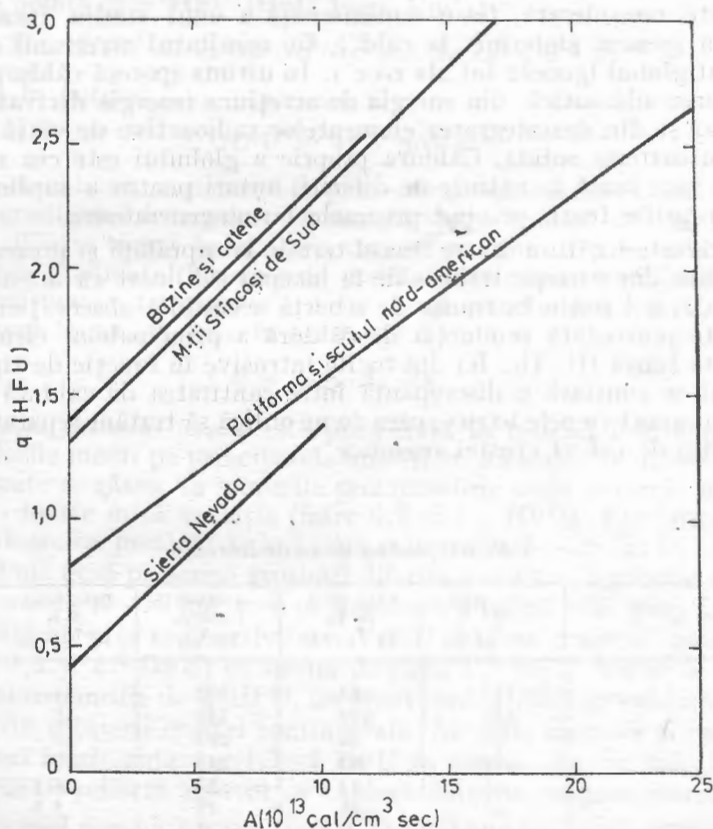
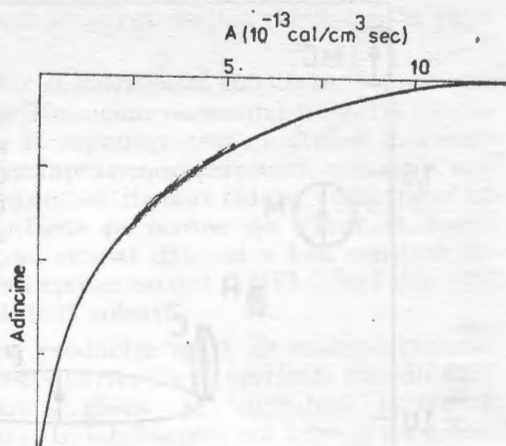


Fig. 2.26 — Raportul dintre fluxul termic q (exprimat în HFU) și producția de căldură (A) a rocilor de suprafață pentru diverse unități structurale ale Americii de Nord (După Roy et al., 1972).

Fig. 2.27 — Descreșterea exponențială cu adâncimea a producției de căldură de către rocile radiogene (După Blakwell, 1971).



în care A_0 este producția de căldură la suprafața Pământului, A producția de căldură la adâncimea h , iar b constanta de adâncime dependentă de tipul crustal menționat mai sus. Ecuația are expresia grafică din fig. 2.27.

Modelul lui Blakwell este sprijinit de următoarele considerente (Condie, 1976):

1. Ecuația exponențială păstrează relația liniară dintre q și A . Astfel, în scuturi fluxul termic este scăzut deoarece aici se află expus la zi un nivel mult mai coborât, sărac în substanțe radioactive, nivelele mai ridicate, bogate în astfel de substanțe fiind erodate.

2. Forajele profunde, de peste 3 km, indică o descreștere a radioactivității cu adâncimea (Hyndman et al., 1968).

3. Radioactivitatea descrește în masivele granitice presupuse a fi fost puse în loc la adâncimi mari, concordant cu creșterea adâncimii (Swanberg și Blakwell, 1973).

4. Concentrarea în elemente radioactive (U , Th și K) descrește odată cu adâncimea faciesului metamorfic. Așa de pildă faciesul granulitic, presupus a corespunde unei adâncimi de formare de 20—40 km, are o concentrare mai mică decât faciesurile mai de suprafață (Hyndman et al., 1968).

5. Descreșterea exponențială a elementelor termogeneratoare cu adâncimea este conformă cu modelele termodinamice bazate pe un echilibru al distribuției elementelor de acest fel într-un câmp gravitațional (Turcotte și Oxburgh, 1973).

Al treilea factor cu influență asupra fluxului termic este vechimea scoarței. S-a constatat astfel că valoarea medie a fluxului termic descrește cu vârsta crustei, atât în cazul crustei oceanice cât și în cel al crustei continentale. După Polyak și Smirnov (1968), care au relevat pentru prima dată faptul pentru crusta continentală, descreșterea de la zonele orogene neozoice (circa 1,75 HFU) la scuturile precambriene (circa 0,9 HFU), are loc cu aproximativ 1 HFU în primul miliard de ani, după care valoarea rămâne constantă (fig. 2.28). Valoarea ridicată pentru miogeosinclinalele terțiare și terenurile mezozoice poate fi pusă pe seama termalității induse de evenimente magmatice, a căror energie termică nu s-a disipat încă. Scăderea tot mai slabă a fluxului termic începând cu terenurile paleozoice se explică prin stingerea acestui fel de energie și prin îndepărtarea tot mai puter-

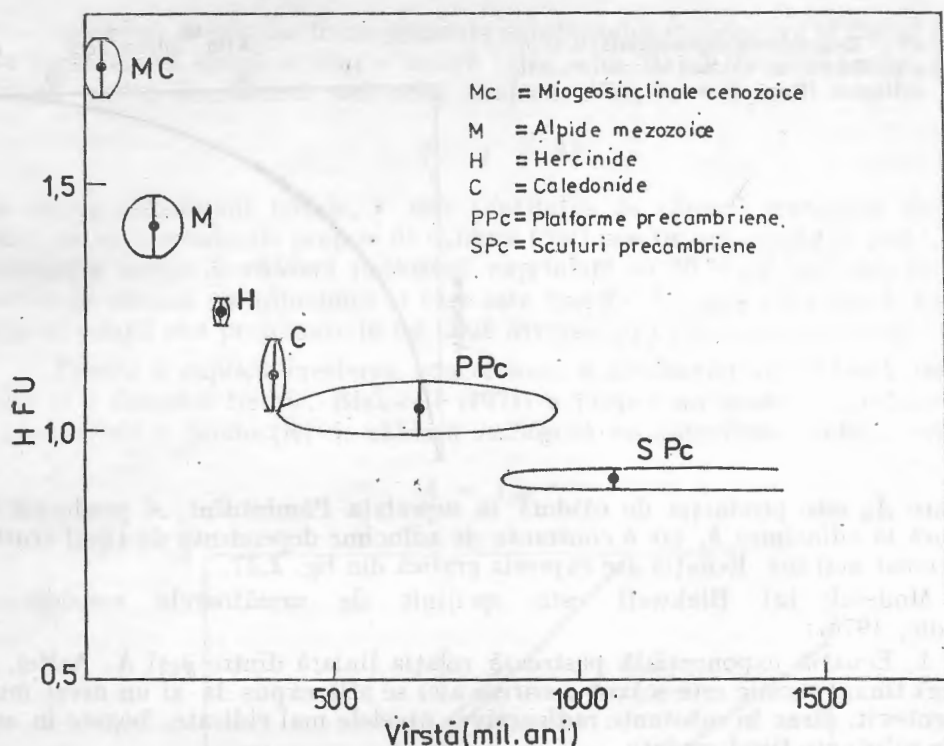


Fig. 2.28 — Raportul dintre fluxul termic din diverse tipuri structurale și vîrsta crustei acestora. Liniile verticale reprezintă erori standard iar lungimea elipselor, limitele de vîrstă ale tipului crustal respectiv (După Polyak și Smirnov, 1928).

nică de către eroziune a părții superioare a crustei în care sînt localizate substanțele radioactive.

Crusta oceanică prezintă același fenomen de descreștere a fluxului termic cu vîrsta, dar desigur la altă scară a timpului, cunoscut fiind faptul că actualele oceane nu au o vîrstă mai mare de 150 milioane ani. După Sclater și Francheteau (1970), care au studiat primii chestiunea, descreșterea are loc de la 2,75 HFU din zona de rift, la 1,75 în primii 25 milioane ani, după care descreșterea este lentă, fluxul stabilindu-se după 50 milioane ani la aproximativ 1 HFU. Fenomenul trebuie pus pe seama răcirii treptată a litosferei care a luat naștere în zonele de expansiune din magmă incandescentă. Se pare că după 50 milioane ani căldura dată de procesele intrusive este complet pierdută, palierul stabilit la 1 HFU reflectînd căldura provenită din radioactivitatea crustei oceanice și din căldura venită din manta. În ce privește primul factor, modelele curenți de crustă oceanică statuează existența unei pături de 5 km grosime de bazalte, sub care urmează roci ultrabazice. Producția de căldură a ultrabazicelor este extrem de scăzută, iar a bazaltelor de $1,2 \times 10^{13}$ cal/cm³ sec ceea ce dă pentru o pătură de 5 km circa 0,1 HFU. În total crusta oceanică produce așadar prin dezintegrare radioactivă mai puțin de 0,2 HFU. Înseamnă că restul de 0,8 HFU provine din mantaua subiacentă, care se dovedește a furniza de două ori mai multă căldură oceanelor decît continentelor. Pierderea de căldură a litosferei oceanice distal față de axa

de expansiune a fost studiată în detaliu ea putînd oferi importante indicații supra dinamicii de expansiune. Vom reveni de aceea asupra chestiunii în capitolul consacrat zonelor de expansiune.

Echivalența dintre fluxul termic oceanic și continental constituie o problemă extrem de dificilă pe care putem să o abordăm acum cunoscînd factorii care influențează cantitatea de căldură ce sosește la suprafața crustei. Avînd în vedere că în crusta continentală cantitatea de substanțe termogeneratoare este mult mai mare, ar fi de așteptat ca aici și fluxul termic să fie mai ridicat comparativ cu oceanele. Încă de la primele rezultate obținute pe oceane s-a văzut că lucrul acesta nu se adevărește și, pe măsură ce s-au adunat date, el a fost constant înfirmat, media pe ambele tipuri de zone fiind aproximativ 1,5 HFU. Încă din 1952 Bullard a încercat o explicație propunînd două soluții.

Prima soluție a lui Bullard statua o producție egală de căldură radioactivă sub oceane și sub continente, în care însă distribuția pe verticală este diferită. Pe continente substanțele termogeneratoare se găsesc spre suprafață, în crustă, în timp ce sub oceane ele se găsesc în manta. În felul acesta era admisă nu numai o inomogenitate la nivelul crustei, binecunoscută, ci și la nivelul mantalei, cu o manta sărăcită în substanțe radioactive sub continente și alta îmbogățită sub oceane, deci o variație pe laterală care are loc la o adîncime de peste 100 km. Dacă în momentul cînd a fost enunțată ipoteza avea oarecari sorți de veridicitate, astăzi, în lumina tectonicii plăcilor ea nu mai este posibilă din următorul motiv. Dacă plecăm de la situația actuală, cu o echivalență a fluxului termic sub continente și sub oceane, plăcile care poartă un ocean trebuie să aibă dedesubt zone îmbogățite în substanțe radioactive. Dacă o astfel de placă este încălecată de o placă care suportă un continent, rezultatul va fi că la surplusul dat de manta se va adăuga cel al crustei continentale, ceea ce va duce la o adîncire generînd un maxim. Faptul că litosfera este decuplată de mantaua de dedesubt face imposibilă explicația primă a lui Bullard.

A doua soluție a lui Bullard se sprijină pe posibilitatea existenței în mantaua superioară suboceanică a unor curenți de convecție care aduc din adînc un supliment de căldură ce vine să compenseze deficitul în raport cu crusta continentală. Și acestei ipoteze i se pot aduce unele obiecțiuni. În primul rînd echivalența dintre fluxul termic continental și oceanic ar fi întîmplătoare, neexistînd nici o relație între cantitatea de căldură adusă de curenții de convecție și cea generată de substanțele radioactive din crusta continentală. În al doilea rînd, curenții de convecție sînt o realitate dar care acționează numai în zona restrînsă a rifturilor unde determină punerea în loc a maselor magmatice. Am văzut că după circa 50 milioane căldura dobîndită în procesul de acrețiune este pierdută, pentru restul oceanului explicația nemaifiind valabilă.

O a treia ipoteză a fost formulată de Sclater și Francheteau (1970) care atrag de la început atenția asupra faptului că între oceane și continente există o diferență de un ordin de mărime de timp în ce privește stabilirea valorii fixe de flux termic. Astfel, scuturile ating 1 HFU după circa 1 000 milioane ani în timp ce oceanele se stabilesc la circa 1,1—1,2 HFU după 100 milioane ani. Aceasta înseamnă că elemente comparabile pentru aprecierea aportului de căldură din adînc sînt numai scuturile precambriene și bazinele oceanice vechi, în care fluxurile termice sînt stabilizate. În scuturi, crusta continentală contribuie cu 0,5 HFU la un total de 1,1 HFU, cît se măsoară la suprafață, în timp ce crusta oceanică contribuie cu 0,2 HFU la un total de 1 HFU. Aceasta înseamnă că mantaua

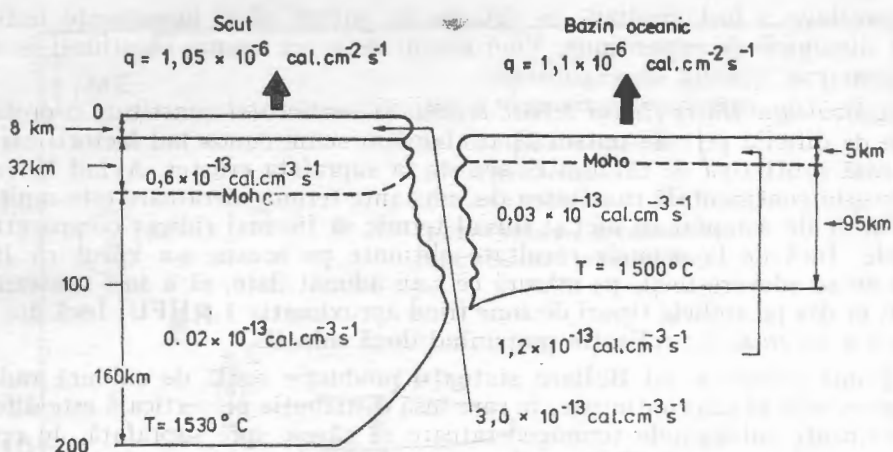


Fig. 2.29 — Modele termice pentru litosfera continentală (scuturi) și cea oceanică prin care se explică echivalența fluxului termic continental și oceanic (După Sclater și Francheteau, 1970).

contribuie cu o cantitate foarte diferită în cele două cazuri. Pe de altă parte, litosfera, considerată ca o tranșă ce conține atât crusta cât și o parte de manta, stă pe astenosferă, care se găsește în stare plastică, la punctul de topire, deci aproximativ la 1500°C . Astenosfera fiind continuă, pe ea alunecând plăcile, cantitatea de căldură la nivelul limitei astenosferă/litosferă trebuie să fie egală, indiferent dacă se găsește sub crustă continentală sau oceanică. Diferențierea în producerea de căldură între subasamentul conținutelor și al oceanelor trebuie să aibă loc deci în cadrul litosferei dar nu în crustă. Pentru a ieși din acest impas autorii menționați presupun că litosfera însăși diferă ca grosime și anume, cea care suportă continentele este de două ori mai groasă decât cea care suportă oceanele. În acest caz echivalența se realizează conform schemei din fig. 2.29 în care se observă că în scuturi se însumează mai multă căldură în litosferă, dar căldura ce vine din astenosferă se disipează pe cei 200 km pînă la suprafață, în timp ce sub oceane litosfera produce mai puțină căldură, dar la ea se adaugă un plus de căldură, venită din astenosferă care se găsește doar la 100 km.

În sprijinul unui model cu litosferă variabilă ca grosime vin de altfel și date seismice și de conductivitate electrică. Argumentul împotriva lui este de natură mecanică: cum poate să alunece litosfera pe astenosferă dacă ea reprezintă o lespede de grosime variabilă? Răspunsul care se dă deocamdată, că temperatura la interfața de alunecare este aceeași, ca și starea plastică a astenosferei, nu este întru totul convingător rămînînd ca viitorul să arate în ce măsură a fost găsită explicația justă a mecanismului de constituire a fluxului termic de suprafață

6. Compoziția crustei.

Din suprafața globului 21% revine uscatului și 71% oceanelor. Calculul volumului pe care îl ocupă crustă prezintă un raport cu totul schimbat: crustei continentale îi revine 79%, iar celei oceanice 21% din volum. Aceasta arată că de subțire este crusta oceanică în raport cu cea continentală, fapt bine vizibil și în figura 2.17. În aprecierea compoziției globale a crustei trebuie să se țină seama de acest fapt.

Pentru estimarea compoziției mineralogice și petrografice a crustei au fost utilizate mai multe metode. Considerînd că marea calotă glaciară din pleistocen a acoperit o foarte mare suprafață continentală, Goldschmidt (1954) a calculat compoziția argilelor glaciare considerîndu-le reprezentative ca medie pentru toate terenurile pe care a lucrat exharția. Taylor (1964) a dedus compoziția crustei luînd în proporții variabile (1:1 pînă la 1:3) compoziții medii de bazalte cu cele de granite. Plecînd de la ocurența diverselor roci (calculată pe hărțile geologice), Poldervaart (1955) și apoi Ronov și Yaroshevsky (1969) au dedus compoziția medie a continentelor. În sfîrșit, luînd în considerare condițiile de $P-T$ la crustă și faciesurile metamorfice corespunzătoare, Eade și Fahring (1971) au calculat compoziția medie a crustei ordonînd faciesurile pe verticală. Astfel faciesul granulitic, care apare în scaturile precambriene, a fost interpretat ca format la adîncimea de 20—35 km, faciesul amfibolitelor la 10—20 km etc., ele apărînd expuse la zi datorită ridicării pentru compensare izostatică.

În toate metodele enumerate s-a plecat, după cum se vede, de la rocile ce afloră pe continente, calculele reflectînd deci partea superioară a crustei continentale, respectiv stratul sedimentar și cel granitic. Stratul continental inferior fiind inaccesibil, compoziția lui a fost apreciată după vitezele seismice și datele gravimetrice.

În ce privește crusta oceanică, compoziția stratului sedimentar a putut fi bine determinată datorită eșantioanelor obținute prin dragare. Stratul 2 (stratul oceanic superior) a fost apreciat inițial prin date geofizice, apoi prin studiul direct al magmatitelor din insulele vulcanice, iar în ultimul timp grație eșantioanelor prelevate prin forajul marin adînc. Stratul 3 (oceanic inferior) este cel mai puțin cunoscut, compoziția lui fiind dedusă numai din datele geofizice.

În tabelul III sînt prezentate, după Ronov și Yaroshevsky (1969), date privind compoziția petrografică a principalelor unități structurale ale globului. Procentele sînt date în raport cu volumul, cu excepția stratului oceanic 1 în care calculul se referă la suprafață. Pe bază lui și a numeroase alte surse de informare, Condie (1976) a calculat compoziția chimică a diverselor pătri constituente ale crustei continentale și oceanice (tabelul IV). Tabelul de distribuție al rocilor prezintă o situație oarecum idealizată.

Crusta continentală este prezentată pe cele trei strate distincte: sedimentar, continental superior (zis și granitic) și continental inferior (zis și bazaltic). În stratul sedimentar domină argilele, fapt reflectat și de abundența în SiO_2 și Al_2O_3 iar cantitatea de Ca indică abundența carbonaților. De subliniat faptul că în zonele cutate continentale 25,3% din stratul sedimentar este de natură vulcanică.

Pentru stratul continental superior și respectiv inferior, volumul a fost calculat atribuindu-li-se în mod arbitrar grosimi egale pe considerentul că nu peste tot este reperabilă discontinuitatea Conrad. Pentru stratul superior în tabel sînt prezentate două coloane, prima bazată pe calculul procentual al rocilor sedimentare, eruptive și metamorfice ce apar în scaturile vechi, considerate ca reprezentînd un vechi strat crustal superior ridicat pînă la suprafață. În coloana a doua este dat calculul efectiv, nu teoretic, obținut pe rocile scutului canadian. Marea similitudine a datelor din cele două coloane confirmă că stratul continental este constituit din granite, granodiorite și echivalentele lor gnaissice, iar calculul global indică o compoziție similară cu a granodioritelor sau a cuarțdioritelor.

Distribuția tipurilor de roci în marile unități structurale și în stratele crustale

Stratele cristale în diferitele unități structurale	Gros. med. (km)	Vol. (km ³)	Masă (10 ²⁴ g)	Tipuri de roci și abundență în procente de volum a stratului respectiv.
<i>Continental-platforme sedimentar</i>	1,8	135	0,35	Nisip 23,6. Argilă 49,5. Carbonați 21,0. Evaporite 2,0. Bazalt 3,9
<i>Continental-zone cutate sedimentar</i>	10,0	365	0,94	Nisip 18,7. Argile 39,4. Carbonați 16,3. Evaporite 0,3. Bazalte 12,6. Andezite 10,2. Riolite 2,5.
<i>Subcontinental-self și pantă sedimentar</i>	2,9	190	0,48	Similar cu procentele de mai sus
<i>Continental strat granitic</i>	20,1	3 590	9,81	Granite 18,1. Granodiorite 19,9. Sienite 0,3. Gabbrouri 3,7. Peridotite 0,1. Gnaise 37,6. Șisturi 9,0. Marmure 1,5. Amfibolite 9,8
strat bazaltic	20,1	3 760	10,91	Roci endogene acide 50,0. Roci endogene bazice 50,0
<i>Oceanic Stratul 1</i>	0,4	120	0,19	Sedimente terigene 7,3, calcaroase 41,5, silicioase 17,0. Argile roșii 31,2
Stratul 2	0,6	175	0,44	Sedimente 50,0
	0,6	175	0,52	Bazalte 50,0
Stratul 3	5,7	1 700	4,92	Tholeiite oceanice 99,0 Diferențiate alcaline 1

Din Wyllie (1971) cu date după Ronov și Yaroshevsky (1969).

Pentru stratul continental inferior, informațiile sînt mult mai puțin sigure lăsînd loc unui cîmp larg de presupuneri. Determinările de viteze de unde P la presiunea prezumată la acest nivel (6—10 kb) sînt compatibile cu următoarele roci: diorite, anortozite, granulite granatiferă cuarțoase și amfibolite, sau cu un amestec al acestora. Dar studiile asupra metamorfismului arată că la aceste presiuni apa trebuie să fi fost eliminată astfel că este greu de admis prezența aici a amfibolitelor în mare cantitate. O altă ipoteză pune pe primul plan gabbrourele, deși vitezele seismice ale acestora dau valori mai mari decît cele observate în acest strat. În schimb un amestec de gabbrouri și granite în proporții egale ar da o valoare corespunzătoare. Este varianta adoptată în tabelul III în care se admite un amestec de intrusive acide și corespondentele lor metamorfice, cu intrusive bazice cu corespondentele metamorfice. Același lucru îl reprezintă și coloana 4 din tabelul IV. În coloana 5 este redată compoziția medie a unui mare număr de eșantioane provenind din faciesul de metamorfism înalt din scutul canadian, considerat a reprezenta ceva similar cu stratul continental inferior actual. După cum se vede din compararea celor două coloane, o crustă inferioară granulitică ar fi mai bogată în Si și Ba și mai săracă în Fe, Mg, Ca, Ti, U, Th și Ni decît una formată dintr-un amestec de granite și gabbrouri.

În ce privește prezența gabbrourilor în crusta inferioară, condițiile de presiune-temperatură arată că ele nu ar putea exista în condițiile respective, ci cel

Compoziția chimică a crustei

	CRUSTA CONTINENTALĂ						CRUSTA OCEANICĂ				CRUSTA TOTALĂ			ROCI MAGMATICE INTERMEDIARE		
	Sedim.	Superior		Inferior		Total		Sedim.	Super.	Super. și infer.	Total.	12	13	Andez.	Andez. calcice	Dior.
		2	3	4	5	6	7									
	1															
SiO ₂	50,0	63,9	65,2	58,2	64,0	60,2	63,3	40,6	45,5	49,3	48,8	61,3	57,9	59,5	58,7	51,9
TiO ₂	0,7	0,6	0,6	0,9	0,5	0,7	0,6	0,6	1,1	1,5	1,4	0,8	0,9	0,7	0,8	1,5
Al ₂ O ₃	13,0	15,2	15,8	15,5	16,8	15,2	16,0	11,3	14,5	17,0	16,3	16,3	15,4	17,2	17,3	16,4
Fe ₂ O ₃	3,0	2,0	1,2	2,9	1,5	2,5	1,5	4,6	3,2	2,0	2,0	1,5	2,4	2,9	3,0	2,7
FeO	2,8	2,9	3,4	4,8	3,5	3,8	3,5	1,0	4,2	6,8	6,6	4,2	4,4	3,9	4,0	7,0
MgO	3,1	2,2	2,2	3,9	2,2	3,1	2,2	3,0	5,3	7,2	7,0	3,2	4,0	3,4	3,1	6,1
CaO	11,7	4,0	3,3	6,1	3,7	5,5	4,1	16,7	14,0	11,7	11,9	5,3	6,8	7,0	7,1	8,4
Na ₂ O	1,6	3,1	3,7	3,1	4,1	3,0	3,7	1,1	2,0	2,7	2,7	3,7	3,0	3,7	3,2	3,4
K ₂ O	2,0	3,3	3,2	2,6	2,6	2,9	2,9	2,0	1,0	0,2	0,2	2,3	2,3	1,6	1,3	1,3
H ₂ O	2,9	1,5	0,8	1,0	0,7	1,4	0,9	5,0	2,7	0,8	1,0	0,8	1,3	1,2	1,2	0,8
Rb	90	100	100	90	70	95	85	60	30	1	4	70	75	30		
Sr	300	300	300	375	400	340	350	1000	570	130	170	310	300	390		
Ba	300	1000	1000	400	1000	670	1150	1000	510	15	65	920	540	270		
U	3	3	3	3	0,5	3	1,8	1	0,6	0,1	0,2	1,4	2,5	0,7		
Th	8	10	10	10	2	100	6	5	2,5	0,2	0,5	4,8	8,0	2,2		
Ni	40	20	20	75	20	50	20	100	100	100	100	35	60	20		

1. Medie pentru rocă sedimentară continentală; 2. Medie pentru stratul superior („granitic”); 3. Medie pentru Scutul canadian; 4. Medie pentru stratul inferior („bazaltic”); 5. Medie pentru stratul inferior granitic; 6. Medie pentru crusta continentală; 7. Idem cu strat inferior granitic; 8. Medie pentru sedimente oceanice; 9. Medie pentru stratul oceanic superior (tholite cu K scăzut și sedimente în proporție 1 : 1); 10. Medie pentru stratele inferioare și superioare tholite; 11. Total crustă oceanică cu 16% stratul superior; 12. Total crustă terestră cu strat continental inferior granitic; 13. Total crustă terestră cu strat continental inferior bazalt; granit în proporție de 1 : 1; 14. Medie andezite; 15. Medie andezite de arc insular; 16. Medie diorite (După Condie, 1976).

mult sub formă metamorfică de eclogit. Dar acesta ar avea o densitate prea mare, incompatibilă cu vitezele seismice. Din această cauză Ringwood și Green (1966) sînt de părere că trebuie abandonată ideea unei cruste continentale inferioare bazice, propunînd în loc una formată din roci acide și intermediare în facies eclogitic. Ei nu exclud nici prezența amfibolitelor, dar numai în zonele în care condițiile tectonice au fost suficient de liniștite pentru a nu avea loc expulzarea totală a apei.

În concluzie, dacă alcătuirea stratului sedimentar și continental superior nu pune probleme, stratul continental inferior este încă mult discutat. Tendința este să se renunțe la ideea naturii lui bazice, fapt pentru care termenul de „strat bazaltic” se dovedește tot mai impropriu.

Crusta oceanică a început să fie cunoscută doar în ultimele trei decenii datorită acțiunii intense de studiere prin seismorefracție a fundurilor oceanice, iar în ultimul deceniu prin forajele suboceanice. Am arătat anterior că datele seismice au dus la separarea a trei strate denumite convențional 1, 2 și 3, în cadrul cărora se pot face subdiviziuni, trei în stratul 2 și două în stratul 3. Din punct de vedere al compoziției, incertitudinile cresc cu adîncimea. Stratul 1 este sedimentar, depozitele din mijlocul oceanului provenind din material fin adus de vînturi (inclusiv de natură cosmică), de curenții de apă, sau de turbiditate, cele de pe marginile oceanelor reprezentînd detritusul adus de pe uscat. La acestea se adaugă materialul de natură organică provenind mai ales din plancton. Studiul direct al sedimentelor oceanice pe bază de eșantioane dragate a condus la raporturile evidențiate în tabelul III și în tabelul IV (coloana 8). Avînd în vedere procesul de expansiune al fundurilor oceanice, stratul sedimentar se îngroașă distal de la axa de expansiune, unde lipsește, ajungînd la 700 m grosime.

Stratul oceanic 2 este cunoscut din dragaje efectuate pe porțiunile în care lipsește stratul sedimentar și din forajele submarine de adîncime. Se consideră (Bonatti, Honnorez, 1976) că în zonele de fractură (faliile transformante), crusta oceanică este expusă în versanți pe o adîncime de aproape 5 000 m, ceea ce permite cunoașterea ei prin dragaje. În tabelul IV compoziția stratului 3 a fost calculată pentru o compoziție în proporții egale de bazalte și sedimente. Ideea participării sedimentelor la constituția stratului 2 vine de la dragajele efectuate în versanții zonelor de fractură unde ele au fost găsite, și de la vitezele seismice mai reduse decît în cazul unei pături exclusiv bazaltice.

Pe baza unui număr de eșantioane obținute din prelevări directe în cadrul expediției FAMOUS și din dragaje efectuate în zonă fracturii Oceanografilor, Schreiber și Foy (1976) au dedus că stratul 2 este format din 4 tipuri de bazalte: bazalte olivinice, bazalte plagioclazice, bazalte plagioclaz-olivinice și bazalte piroxenice. Experiențele de laborator (determinări de viteze de unde compresionale la diferite presiuni pe aceste tipuri de bazalte) au arătat că nu există o corelație între viteze și mineralogie, de unde concluzia că nu compoziția determină variațiile vitezelor seismice din stratul 2. Schreiber consideră că acestea diferă din cauza variației în porozitate și în geometria porilor, elemente care maschează efectul variațiilor mineralogice. Structura rocilor ar fi astfel responsabilă pentru variațiile în vitezele seismice, pe baza cărora stratul 2 a fost împărțit în cele trei subdiviziuni A, B și C. Vitezele determinate pe eșantioane în laborator au dat valori mai mari decît cele măsurate în stratul 2A și 2B, de unde concluzia că *in situ* rocile sînt fracturate și fărîmîțate. Creșterea vitezei undelor seismice în stratele 2A și 2B odată cu creșterea vîrstei și tendința de dispariție a diferențelor

între aceste strate ar putea fi pusă pe seama diagenezei și a cimentării fărimăturilor.

Diferențierea în stratul 2A și 2B poate fi interpretată și în alt mod, în acord cu observațiile făcute pe complexe ofiolitice din zonele cutate, considerate a reprezenta foste funduri oceanice. Acestea au o pătură de bazalte cu forme de pillow-lava, sub care se dispun dyke-uri lamelare de bazalte, așezate la verticală și care nu au aproape deloc material interstițial între ele.

Limita dintre cele două strate determinate seismic (2A și 2B) ar putea corespunde limitei dintre aceste două pături. Asupra acestor chestiuni vom reveni mai în detaliu în capitolul rezervat zonelor de expansiune.

Stratul oceanic 3 este considerat în tabelul III a fi alcătuit din bazalte tholeiitice în proporție de 99% și din diferențiate alcaline 1%. Vitezele seismice sînt compatibile cu o compoziție de gabbrouri hornblendice și bazalte (Christensen, 1970), cumulatele gabbroice jucînd un rol preponderent în baza stratului. Presupunerea făcută mai demult că acest strat ar fi constituit din peridotite serpentinizate a fost combătută de Christensen (1972) care a arătat că vitezele undelor S în eșantioane de serpentinite dragate sînt prea coborîte pentru vitezele măsurate *in situ*. Determinările de laborator pe eșantioane de gabbrouri (Hyndman și Drury, 1976) au arătat că partea superioară a stratului 3 este compatibilă cu o alcătuire din gabbrouri în timp ce partea inferioară, cu o alcătuire dintr-un amestec de gabbrouri și peridotite nerserpentinizate.

Zonele de fractură (faliile transformante) prezintă secțiuni verticale de aproape 4 000 m grosime deschizînd crusta oceanică pe o mare adîncime. Dragajele în pereții unor astfel de fracturi în Atlantic, respectiv fracturile Romanche și Vema (Bonatti și Honorez, 1976) și fractura Oceanografilor (Fox et al., 1976) au evidențiat o structură mai complexă cu prezența unui mare număr de roci efuzive, intrusive și metamorfice. Lista cuprinde: bazalte proaspete nealterate (bazalte tholeiitice și alcaline), metabazalte în faciesul de șisturi verzi, metabazite în același facies, gabbrouri (inclusiv ceva gabbrouri alcaline), metagabbrouri în faciesul șisturilor verzi și al amfibolitelor, epidotite, roci actinolitice și clorit-actinolitice și serpentinite. Toate acestea pun în evidență procese complicate intrusive și metamorfice încă incomplet elucidate dar care au dat naștere la mai multe ipoteze asupra cărora vom reveni în capitolul dedicat zonelor de expansiune.

În concluzie, compoziția crustei oceanice este cunoscută destul de bine ca inventar de roci, dar dispunerea acestora, trecerile laterale sau pe verticală de la un facies la celălalt sînt încă probleme deschise. De asemenea nu există încă un acord perfect între datele mineralogice și petrografice cu cele seismice, ca și cum informațiile respective ar proveni de la materijale complet diferite. În ansamblu se poate spune însă că sub un strat sedimentar subțire urmează un strat bazaltic (stratul 2), dispus pe un strat de gabbrouri cu diferențiate și parțial metamorfozat (stratul 3).

III. STRUCTURA ȘI COMPOZIȚIA MANTALEI SUPERIOARE

Mantaua superioară este pătura ce începe la baza crustei și care ține pînă la discontinuitatea seismică de la aproximativ 400 km. După cum s-a arătat mai sus, în schema lui Bullen (1967) ea corespunde stratului B, fiind divizată, conform concepției lui Anderson (1967), în trei pături notate B', B'' și B'''. B' este „capacul” zonei de viteză redusă, B'' este stratul de viteză redusă, adică astenosfera, iar B''' pătura subiacentă. În clasificarea modernă, care ține seamă de dinamica părții

superioare a globului, crusta + stratul B' reprezintă litosfera, discontinuitatea Moho fiind încadrată acesteia, fără să-i revină ca atare un rol activ.

Dacă pentru litosferă mijloacele de informații erau variate, inclusiv o cunoaștere directă, prin eşantioane obținute prin dragaje sau foraje, pentru manta informațiile sînt aproape exclusiv geofizice. Între acestea primul loc îl ocupă datele seismice (seisme naturale sau provocate) care sînt interpretate prin comparație cu datele de laborator pe eşantioane de roci considerate a fi prezente în manta. Informațiile gravimetrice, de flux termic și de conductivitate electrică sînt mai greu de valorificat deoarece măsurătorile dau valori globale, în care se cumulează efectele din crustă și manta, adesea greu de separat numai pentru manta. Informațiile geologice sînt cele furnizate de unele roci magmatice considerate a proveni direct din manta (de exemplu rocile bazice și ultrabazice din oceane) și de comparațiile geologice care sînt făcute cu complexele ofiolitice aflate acum pe uscat dar care sînt interpretate ca foste porțiuni de crustă oceanică și manta subiacentă. O cunoaștere directă a părții superioare a mantalei a fost posibilă în ultimul timp grație prelevărilor prin degradare a rocilor din pereții zonelor de fractură, considerate a pătrunde pînă în manta, dar mai ales explorării cu submersibile a unor escarpamente, interpretate a fi porțiuni de litosferă ridicate atît de sus încît în ele apare atît crusta oceanică cît și mantaua superioară. Amintim în acest sens operațiunea *Cyagor*, realizată în 1977, cînd au fost cercetate flancurile bancului Gorringe din fața coastei Portugaliei cu ajutorul submersibilului francez „Cyana” și care a confirmat identitatea dintre complexele ofiolitice din zonele continentale cutate și componentele litosferei oceanice.

După această scurtă trecere în revistă a surselor de informație privind mantaua superioară, înainte de a începe prezentarea caracteristicilor ei este necesar a mai face unele precizări. Moho este o discontinuitate seismică destul de tranșantă, ce evidențiază, atît prin reflecția undelor P cît și S, o modificare de densitate ce poate fi pusă pe o schimbare chimică sau de fază într-un sistem izochimic. Sub Moho se evidențiază limita dintre stratele B' și B'' fără reflecție puternică ci prin modificarea vitezei undelor (ateuare puternică) ceea ce înseamnă prezența unei faze aproape lichide, fără o schimbare de densitate. La baza stratului B'' se întîmplă un fapt similar, adică, fără să existe o interfață care să genereze reflecții puternice, undele de volum își reiau viteza normală, ieșind din zona de atenuare puternică, adică din pătura cu caracter de lichid. În felul acesta stratul B'' poate fi asimilat cu astenosfera care este un strat ce poate fi definit din punct de vedere reologic, trebuind să fie pus în opoziție cu litosfera (crusta + stratul B') care are alte caractere reologice. Din punct de vedere constituțional conceptele de crustă și manta, au o importanță majoră în timp ce din punct de vedere dinamic conceptele de litosferă și astenosferă prevalează. Cele din urmă trebuie luate în considerare cînd se urmărește seismicitatea, gravitatea și echilibrarea izostatică, dar mai ales mișcările laterale, de alunecare ale litosferei pe astenosferă și pe verticală, convectiv în astenosferă. În cele ce urmează vom fi de aceea atenți la punctul de vedere adoptat și la modul de utilizare a celor două perechi de termeni.

1. Diviziunile structurale ale mantalei.

Prima problemă importantă pe care o ridică mantaua superioară este însăși precizarea începutului ei, respectiv poziția discontinuității Moho. Lăsînd pentru mai tîrziu discutarea naturii ei, ne vom referi deocamdată numai la posibilitățile de detectare și la poziția pe care o ocupă. În acest sens lucrurile s-ar părea că sînt

clare: Moho este marcat de trecerea bruscă de la o viteză de aproximativ 6,6 km/sec a undelor P la aproximativ 8,0 km/sec. În linii mari aceasta are loc sub continente la adâncimi de 30—40 km iar sub oceane de 10—12 km. De la aceste reguli generale există destule excepții care evidențiază cazuri particulare.

Undele P care se propagă la partea superioară a mantalei, deci imediat sub Moho, sînt notate. Ele au viteze variind între 7, 9—8,1 km/sec, dar în unele regiuni ele coboară la 6,5 km/sec iar în altele urcă la 9,0 km/sec. Spațiul în care se deplasează nu este o suprafață perfectă, fără grosime, ceea ce arată că Moho este de fapt o zonă în care au loc schimbări structurale ale materiei. Sub oceane grosimea lui Moho este de 0,1 km, sub zonele continentale stabile (scuturi) de 0,5 km iar în zonele tectonice active de peste 1 km. Temperatura în zona Moho este apreciată la 500—700°C sub continente și la 150—200°C sub oceane.

O dificultate de interpretare o prezintă regiunile continentale în care în cadrul primilor 60 km apar două discontinuități. Așa de exemplu în regiunea de Bazine și Catene din America de Nord o discontinuitate se găsește la 25 km ($P = 7,7$ km/sec), iar alta la 50 km ($P = 8,1$ km/sec). Care dintre ele este Moho și deci limita inferioară a crustei? În mod convențional se admite că Moho este limita cea mai puțin adîncă, cealaltă fiind o discontinuitate în cadrul mantalei. În acest fel trebuie admisă existența unei porțiuni de manta cu viteze foarte scăzute, de 7,2—7,8 km/sec. O astfel de porțiune este denumită *mantă anomală* și ea este prezentă în mod curent sub riftul dorsalelor medio-oceanice, și sub zonele de tipul regiunii de Bazine și Catene ale Americii de Nord sau al Baikalului și care sînt considerate ca rifturi continentale. De asemenea mantaua anomală apare sub unele mări marginale, sub unele arcuri insulare (de exemplu cel al Antilelor Mici) și sub unele catene orogene tinere. Prezența unei mantale anormale se corelează cu anomalii gravimetrice negative, cu flux termic ridicat, conductivitate electrică ridicată, atenuare puternică a undelor seismice (Q scăzut) și o crustă subțire. Este o corelare cu toate indiciile, trădînd un fenomen de expansiune, activ sau în perspectivă.

Există în afara celor arătate mai sus și alte variații laterale ale vitezelor P_n . În fig. 2.30 este prezentată o schiță de hartă a părții de vest a Statelor Unite în care sînt înscrise vitezele undelor P_n . După cum se constată, în ansamblu catenele Cordilierilor prezintă valori mai scăzute decît zonele stabile de platformă mai de la est, iar în acest cadru general există o corelație între relief și viteze, în sensul că zonele cu relief accentuat au valori mai scăzute decît cele ale cîmpiei.

Sub Moho definit relativ bine, cu rezervele prezentate mai sus, urmează stratul B'. Acesta se întinde pînă la stratul de viteză redusă, avînd grosimi variabile: de 50—70 km în zonele oceanice și de 150—200 km sub scuturile continentale. Sub acestea din urmă stratul de viteză redusă este greu detectabil, fiind poate chiar inexistent, fapt care face dificilă aici definirea stratului B'. Valorile medii pentru stratul B' sînt următoarele: $V_p = 8,72$ km/sec, $V_s = 4,99$ km/sec, $\rho = 3,55$ g/cm³ (Anderson, 1977). Calculul a fost făcut pentru o temperatură de 950°C la 40 km adîncime și cu o corecție pentru condiții standard. Aplicînd aceleași corecții, se obțin pentru undele de suprafață valori diferite în funcție de vîrstă litosferei: 4,48—4,55 km/sec pentru o litosferă de 5 milioane ani și de 4,51—4,64 km/sec pentru o litosferă de 25 milioane ani și este de așteptat ca vitezele să crească și mai mult cu vîrsta. Același lucru se observă și pentru undele P și S. După cum vom arăta mai departe, vitezele seismice din stratul B' permit aprecierea compoziției sale, mai ales pe baza densității prezumate. Dar, trebuie subliniat că puterea de rezol-

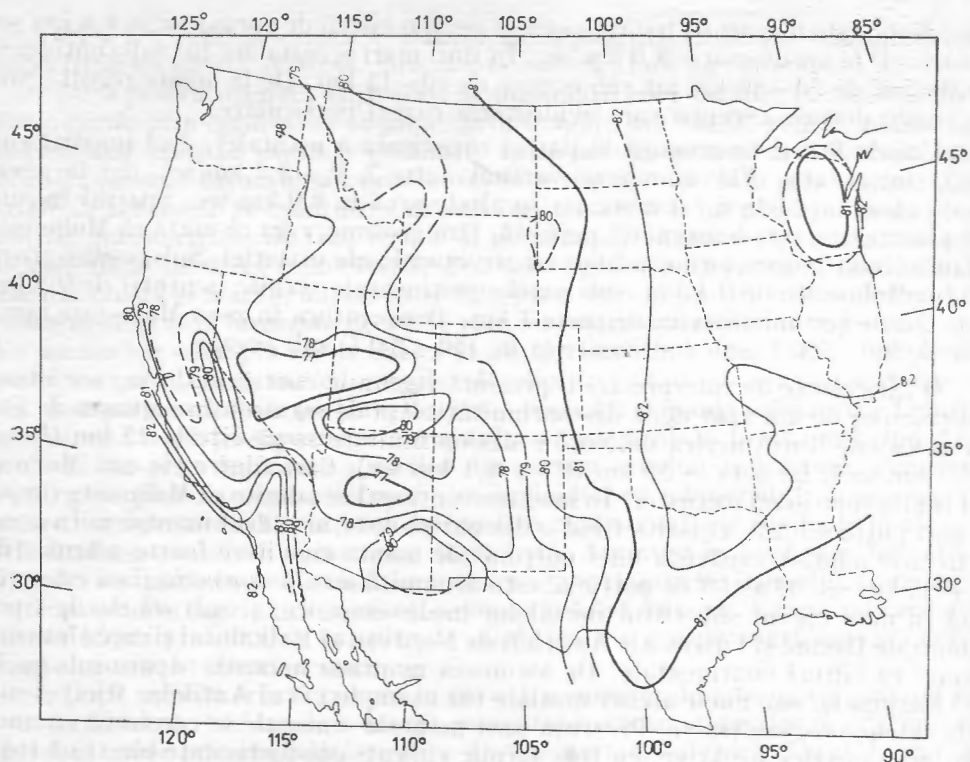


Fig. 2.30 — Distribuția vitezei undelor P în partea vestică și centrală a S.U.A. (După Archambeau et al., 1969).

vare pe baza vitezelor seismice pentru determinarea densității este slabă pentru un strat atât de subțire.

Stratul B'', stratul de viteză redusă, este pus în evidență prin două suprafețe de discontinuitate. În domeniul continental prima se află la o adâncime de 60—70 km iar a doua la 100—200 km. Sub rifturile continentale (de exemplu zona Baikal) și sub regiunea de Bazine și Catene din America de Nord stratul de viteză redusă începe chiar sub Moho formînd așa-numita manta anomală. Grosimea ei este foarte mică, poate doar de 25 km. Limițele de mai sus sînt detectate de către undele P dar undele S le evidențiază și mai bine, dar cu limita inferioară ceva mai jos, pînă la 300 km.

Sub scuturile precambriene zona de viteză redusă nu este detectată prin undele P, doar undele S o pun în evidență. Faptul este de o deosebită importanță căci ridică problema modului în care o placă litosferică ce poartă un astfel de scut se deplasează în lipsa astenosferei.

În domeniul oceanic, la sud de Africa și în Oceanul Indian undele P evidențiază trei suprafețe clare de reflecție: la 20—25 km, la 50—60 km și la 130—140 km. Prima este considerată a fi Moho, în ciuda adîncimii prea mari pentru zonele oceanice. A doua ar fi acoperișul, iar a treia baza stratului de viteză redusă.

În ce privește limita inferioară a stratului de viteză redusă, el este bine detectat de undele de forfecare deoarece acestea suferă o întîrziere puternică în medii

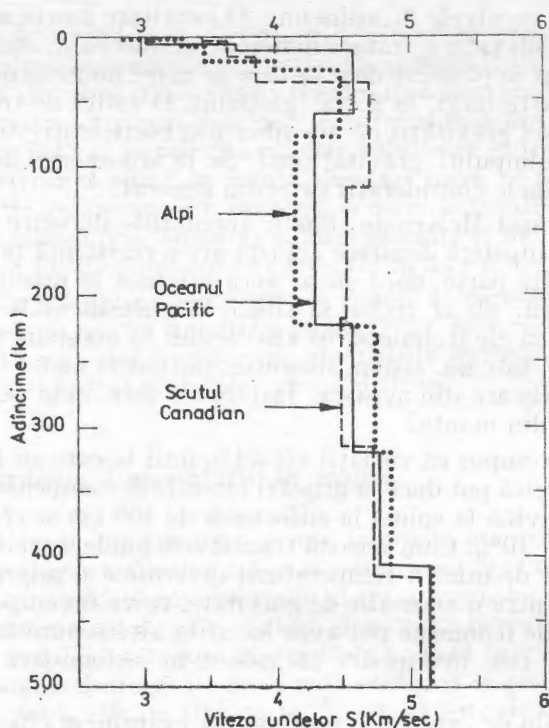


Fig. 2.31 — Evidențierea stratului de viteză redusă prin întârzierea vitezei undelor S în trei unități structurale: catenă, bazin oceanic și scut precambrian (După Dorman, 1969).

cu rigiditate redusă. În fig. 2.31 se observă o astfel de întârziere începând de la 60—120 km, pentru ca pe la 220 km viteza să crească brusc; la 310 km se constată o nouă creștere bruscă, o a treia situându-se la 410 km, apoi altele pe la 650—750 și 1 000 km. Pe baza acestor date limita inferioară a stratului de viteză redusă este pusă la 250 km, cu variațiile indicate mai sus, de la această adâncime pînă la 400 km întinzîndu-se stratul B'''. La 400 km se situează baza mantalei superioare, de aici pînă la circa 1 000 km întinzîndu-se stratul de tranziție C. Stratul B''' împreună cu stratul C sînt denumite uneori *mezosfera*.

2. Anomaliile de gravitate.

Anomaliile de gravitate de ordin local sînt atribuite variației în compoziție a crustei, cele de ordin regional sînt considerate a reflecta distribuția maselor crustale în raport cu mantaua, deci „relieful” lui Moho. În afara acestora există anomalii la o scară și mai mare, globală, puse în general pe seama variațiilor laterale din manta. Despre acestea va fi vorba în cele de mai jos.

Măsurătorile de gravitate de la suprafața globului reflectă efectul cumulat al tuturor maselor subiacente, fapt pentru care valorile individuale nu pot da in-

formații diferențiate pe nivele de adâncime. O cantitate foarte mare de date, distribuite omogen pe glob și cu o tratare matematică adecvată, care să elimine variațiile de scară mică și să păstreze doar pe cele de mare lungime de undă, poate evidenția anomaliile foarte largi, la scara globului. O astfel de tratare matematică este calculul anomaliei gravitației de aer liber din coeficienții de armonice sferice de grad superior ai câmpului gravitațional, de la armonicele de ordinul 5 la 16. Rezultatul permite unele considerații de ordin general.

După cum a arătat McKenzie (1967), anomaliile de mare lungime de undă nu își au originea în litosferă deoarece aceasta are o rezistență prea scăzută pentru a le suporta. Pe de altă parte, dacă ele ar avea originea în mantaua inferioară sau la limita manta/nucleu, ele ar trebui să aibă o lungime de undă și mai mare. Este de aceea de presupus că ele trebuie să își aibă sediul în mantaua superioară, reflectând un stress viscos într-un sistem dinamic, putând fi astfel utilizate pentru a depista formele de mișcare din aceasta. Întrebarea este, cum pot fi corelate anomaliile cu mișcările din manta?

Bott (1972) a presupus că variații ale adâncimii la care au loc diverse schimbări de fază mineralogică pot duce la mișcări laterale de compensație. Așa de exemplu, trecerea de la olivină la spinel la adâncimea de 400 km se efectuează cu o mărire a densității cu 7—10%. Cum această tranziție depinde de relația presiune-temperatură, o mărire cât de mică a temperaturii determină o migrare a discontinuității și ca atare va genera o anomalie de gravitate, ce va fi compensată cu o deplasare laterală. Astfel de fenomene pot avea loc și la alte schimbări de fază mineralogică, compensația cea mai ușoară făcându-se în astenosferă care este un strat plastic.

Cu acest exemplu de explicație posibilă, să examinăm câteva cazuri concrete de anomalii gravitaționale de mare lungime de undă. O primă observație care se poate face este aceea că nu există nici o corelare între distribuția anomaliilor și configurația maselor continentale, fapt care confirmă presupunerea că ele nu rezidă în crustă. Corelările trebuie făcute cu elemente mai profunde dar ele sînt complexe și variate.

Există câteva anomalii pozitive în zonele oceanice care sînt legate de zonele de expansiune, dar alte zone de acest fel prezintă, dimpotrivă, anomalii negative. Același lucru se observă și în puncte izolate din oceane, interpretate ca panașe de manta (mantle plumes). Aceste efecte contradictorii se explică prin același proces, ridicare spre suprafață a unui material de manta, fie prin curenți de convecție, fie prin panașe. În joc sînt două procese competitive de același ordin de mărime: (1) materialul adus este mai dens și ca atare determină anomalii pozitive; (2) materialul adus este mai cald și ca atare creează un deficit de masă ce determină anomalii negative. Depinde de procesul dominant pentru a se manifesta una sau alta din anomalii. Islanda prezintă o anomalie pozitivă iar Insulele Galapagos o anomalie negativă.

Sistemele de fosă-arc cu subducție prezintă anomalii pozitive (de exemplu arcul japonez sau indonezian) ca efect al răcirii astenosferei de către placa ce coboară și ca atare a măririi densității, la care se adaugă rezistența la curgere.

Bazinele oceanice prezintă în general anomalii negative care par a reflecta accelerația orizontală maximă, distal față de zonele de expansiune.

În domeniul continental, unele anomalii negative sînt asociate cu zone care au început să se ridice izostatic după retragerea ghețarilor pleistocenii, ceea ce a

Dus la o eliberare de o sarcină care „înfundase” litosfera în astenosferă. O ridicare rapidă va elimina în câteva mii de ani astfel de anomalii. În Asia centrală, marea anomalie negativă din zona Tian-Şan şi Hindukuş a fost pusă pe seama îngroşării litosferei, ca urmare a coliziunii continent-continent ce a dus la ridicarea lanţului Himalaian. Se pare însă că explicaţia nu este suficientă şi trebuie admisă şi existenţa unor convecţii mai adânc în manta. Acelaşi lucru se poate spune şi despre Antarctica unde, de asemenea este prezentă o mare anomalie negativă şi care nu poate fi explicată numai prin apăsarea calotei glaciare şi nici prin îngroşarea litosferei datorită unei insuficiente curgeri laterale în astenosferă.

Se mai remarcă un fapt interesant: în zonele în care datele seismice pun în evidenţă o astenosferă, există anomalii pozitive iar în zonele în care astenosfera este slab dezvoltată sau chiar inexistentă, anomaliile sînt negative. Cazul din urmă este cel discutat mai sus al scuturilor precambriene.

3. Distribuţia temperaturii în manta.

În capitolul consacrat fluxului termic în crustă am arătat dificultăţile care se ridică în interpretarea valorilor măsurate din cauza egalităţii dintre cantitatea de căldură sosită la suprafaţa continentelor şi cea a oceanelor. Deoarece crusta continentală este o mare creatoare de căldură din cauza dezintegrărilor radioactive, în timp ce crusta oceanică este aproape nulă în această privinţă, trebuie admis că sub oceane mantaua trebuie să fie mult mai caldă, şi se poate estima o diferenţă de câteva sute de grade. Pe de altă parte, la câteva sute de km adîncime temperaturile trebuie să se egalizeze avînd în vedere că o mare diferenţă termică ar duce, din cauza coeficientului de expansiune, la o mare diferenţiere de densitate, ceea ce nu se observă. În afara acestor constrîngerii, pentru stabilirea curbei de gradient geotermic în manta pot fi luate în considerare şi alte elemente. Aşa de exemplu, trebuie admis că gradientul geotermic cunoscut de la suprafaţă trebuie să sufere o reducere puternică în primii 50—80 km. În crusta oceanică şi partea superioară a mantalei suboceanice gradientul este de circa $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Dacă el continuă astfel, fără modificări, la 70 km adîncime temperatura ar ajunge la $1\,300^{\circ}\text{C}$, iar la 110 km la $2\,100^{\circ}\text{C}$, ceea ce ar însemna topirea completă a materialului din manta. În schimb că dincolo de 60 km adîncime gradientul trebuie să se reducă puternic.

În mantaua superioară există totuşi porţiuni topite şi anume, cele care generează magmele. Procesul de formare a magmelor poate oferi astfel câteva puncte de reper pentru gradientul geotermic. Un material ultrabazic, cum este presupus a fi cel generator de magme, se topeşte la $1\,100^{\circ}\text{C}$ la suprafaţa Pămîntului, temperatură care creşte cu presiunea ajungînd la $1\,300^{\circ}\text{C}$ la 100 km şi la $2\,000^{\circ}\text{C}$ la 350 km adîncime. Zona de viteză seismică redusă din manta trebuie să se înscrie în aceste valori deoarece aici se presupune că există un început de topire. Zona aceasta se întinde de la circa 100 km la 250 km, topirea trebuind să opereze pe întregul interval, ceea ce înseamnă că punctul de topire al materialului din manta trebuie să crească cu un gradient care este de $3^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Acelaşi gradient trebuie să-l aibă şi geoterma, dar la 250 km trebuie să scadă mai puternic, cele două curbe repărtîndu-se, fapt pentru care nu mai are loc topirea.

Regiunile vulcanice oferă astfel un instrument sigur de determinare a temperaturii în manta. Prin studii seismice se poate detecta adîncimea unui rezervor magmatic iar curba de topire a materialului indică temperatura pentru adîncimea

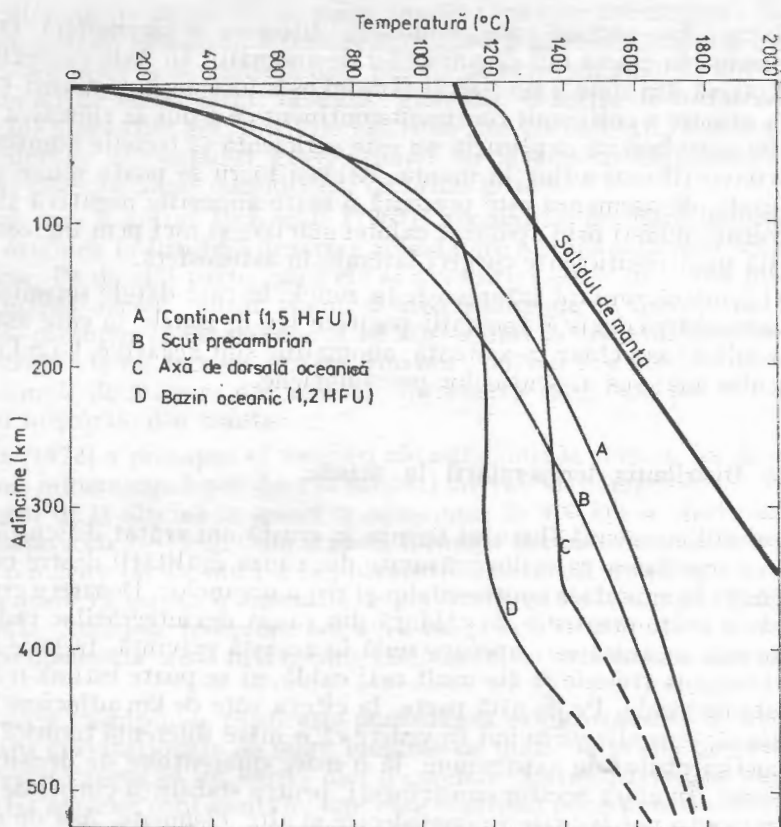


Fig. 2.32 — Distribuția temperaturii în mantaua superioară pentru diverse tipuri structurale. Curba D este calculată pentru o locație situată la 4 000 km de axa de expansiune pe o placă ce se deplasează cu 4,4 cm/an (După Bottinga și Allegre, 1973).

respectivă. Sub insulele Hawaii sau sub Kamciatcă vetrele magmatice se află la 60 km adâncime, unde temperatura trebuie să fie de 1 250—1 300°C. Din păcate metoda este operativă numai în zonele cu magmatism activ.

Pe baza informațiilor de tipul celor prezentate au fost elaborate diverse modele pentru curba de gradient geotermic dintre care prezentăm pe cel propus de Bottinga și Allegre (1973) (fig. 3.32). Curba D este dată pentru o locație situată la 4 000 km de axa de expansiune și o placă ce se deplasează cu 4,4 cm/an.

4. Comportamentul reologic al mantalei superioare.

Corelarea vitezelor pentru undele P cu tipurile crustale arată că mantaua superioară nu este decuplată de crustă și că ele acționează ca părți ale unui sistem dinamic unitar. În schimb limita dintre stratele B' și B'' arată o netă diferențiere fapt pentru care studiul comportamentului mecanic trebuie făcut pe unitățile dinamice, respectiv pentru litosferă și separat pentru astenosferă.

Litosfera trebuie considerată ca o placă subțire elastică ce plutește pe un substrat fluid subiacent și care se îndoaie sub încărcare supracrustală (Le Pichon et al., 1973). Prin „subțire“ se înțelege faptul că ea are o grosime mică în raport cu dimensiunile în plan. Elasticitatea litosferei poate fi apreciată prin parametrul flexural care este dependent de diferența de densitate dintre litosferă și astenosferă, de parametrii de elasticitate (modulul lui Young și coeficientul lui Poisson) și de grosimea care i se atribuie. Pe baza unui calcul simplu Walcott (1970) a apreciat parametrul flexural la 100—140 km pentru o grosime de 40—80 km pentru litosfera ce suportă un ocean. Pe de altă parte, cazurile concrete (de exemplu ridicarea Boothia din Canada) arată că litosfera poate conserva diferențe de stress timp extrem de îndelungat, de zeci, dacă nu sute de milioane de ani. Aceasta înseamnă că timpul de relaxare a litosferei este foarte lung ceea ce confirmă imaginea unei plăci elastice ce plutește pe un substrat lichid. Cu toate acestea Walcott crede că litosfera nu trebuie considerată ca un corp perfect elastic ci ca o substanță elasto-vîscoasă (Maxwell), adică o substanță newtoniană cu o deformare vîscoasă inițială. Ca atare rigiditatea flexurală va depinde de timpul cît a fost aplicată încărcarea. Există opinii (Le Pichon et al., 1973) că un astfel de model reologic nu este confirmat de cazurile reale (de exemplu subsidența insulelor oceanice) și că timpul de relaxare (constanta de atenuare a lui Maxwell) admisă de Walcott trebuie revizuită.

Cele de mai sus permit definirea litosferei ca o pătură care rezistă la stress-uri de forfecare de la câteva sute de bari pînă la un kilobar. Este o pătură care reacționează casant la stress, suportînd deformări elastice numai de mare anvergură și cu un timp de relaxare extrem de lung. Subliniem de pe acum o consecință cu semnificații importante în ce privește reacția casantă la stress. Cutremurele de pămînt nu pot avea loc decît în litosferă, ele fiind astfel expresia mișcărilor dintre plăci litosferice. Aceasta înseamnă că seismele sînt de mică adîncime, avînd loc în cadrul primilor 60—100 km iar seismele profunde corespund locurilor unde litosfera coboară prin subducție în astenosferă. Ele nu iau deci naștere la limita plăcilor subduse ci în interiorul lor.

Dacă trecem acum la astenosferă, care se dispune imediat sub litosferă, putem să o definim prin opoziție cu acesta ca pătura care nu are nici o rezistență la stressuri de forfecare. Walcott (1970) o consideră ca un fluid cu o densitate de patru ori mai mare decît timpul ei de relaxare.

Aprecierea corectă a vîscozității astenosferei și a modului în care crește cu adîncimea este de mare importanță, orice teorie dinamică, de deplasare a litosferei, depinzînd de modelul reologic adoptat pentru întreaga manta. Nu este de mirare că acestei probleme i-a fost consacrat un foarte mare număr de lucrări în care a fost abordată din cele mai diferite puncte de vedere. S-a încercat astfel reducerea timpului de relaxare după ridicarea postglaciară a zonelor ce au fost încărcate de calote glaciare pleistocene (Artyushkov și Mescherikov, 1969; Walcott, 1970; Ljyboutry, 1971, Cathels, 1971). Calculele au arătat că între 100 și 200 km adîncime se află o pătură fluidă cu o vîscozitate sub 10^{21} p de tip newtonian și că pătura imediat subiacentă are o vîscozitate ce crește cu un factor între 10 și 100.

O altă grupă de lucrări pleacă de la turtirea geoidului ca efect al mișcărilor de rotație exercitată asupra unui corp cu pături vîscoase la interior. În același sens au fost utilizate datele furnizate de marea terestre care își au originea tot în partea vîscoasă a mantalei superioare. În sfîrșit, în ultimul timp sînt tot mai mult utilizate datele provenind de la abaterea sateliților datorită cîmpului gravific al Pămîntului și din care se pot deduce anomalii, parțial explicabile prin reajustări

izostatice într-o pătură viscoasă. Toate acestea au venit să confirme existența păturii fluide ce poate fi asimilată stratului de viteză redusă și cu o vîscozitate apreciată la 10^{20} — 10^{21} p.

Sub 250 km vîscozitatea crește, odată cu mărirea presiunii și se consideră că ajunge, la baza mantalei superioare la 10^{26} p (Mc Kenzie, 1968), valoare constatată de unii autori (Goldreich și Toomre, 1969) care o apreciază doar la 10^{23} p. Indiferent de valoarea care este acceptată, este clar că sub circa 700 km mantaua are o vîscozitate mare, dovedită de faptul că sub această adîncime nu există cutremure, că sub 300 km plăcile litosferice care se subduc sînt sub stress compresional și că la 600 km adîncime ele sînt îndoite, avînd de întîmpinat o rezistență prea mare. Toate acestea l-au făcut pe Elsasser (1969) să propună conceptul de mezosferă pentru porțiunea din manta dintre 400—800 km, în care nu mai sînt posibile mișcări verticale, adică convecții, definiție reologică care se suprapune parțial noțiunii seismice de strat de tranziție.

Cu aceasta ajungem la un alt subiect mult dezbătut, legat de asemenea de starea reologică a mantalei, existența și dimensiunile celulelor de convecție. Chestiunea va fi prezentată amplu în capitolul consacrat cauzelor mișcării plăcilor, aici amintim doar că există două teorii fundamentale care se înfruntă: una admite convecții doar în astenosferă, considerată a fi suficient de viscoasă, în timp ce stratul de tranziție și mantaua inferioară sînt prea rigide pentru a admite mișcări (Elsasser, 1972), cealaltă consideră că celulele de convecție antrenează întreaga manta, coborînd pînă în mantaua inferioară.

5. Compoziția mantalei superioare.

Compoziția mantalei superioare poate fi dedusă din vitezele undelor seismice, din experiențele de laborator efectuate la presiuni înalte sau cu unde-șoc, din studiul geochimic al rocilor ultrabazice și al meteoriților. De subliniat că în laboratoarele moderne pot fi atinse presiuni pînă la 300 kb, care corespund unei adîncimi de 1 000 km, adică limitei dintre zona de tranziție și mantaua inferioară. Pentru studiul păturilor mai profunde se utilizează unde-șoc.

Există mai multe indicii că mantaua corespunde compoziției rocilor ultrabazice. Înainte de a vedea în detaliu care ar putea fi această compoziție, să trecem pe scurt în revistă principalele roci care intră în competiție, indicînd compoziția mineralogică, densitatea și viteza seismică pentru undele de presiune (tabel V).

În tabel sînt dați numai principalii componenți mineralogici, densitatea este dată la presiunea de 1 bar, iar vitezele pentru undele P la 10 kb. Peridotitul serpentinizat are valorile pentru serpentin 13%. De subliniat că toate rocile sînt magmatice, cu excepția ultimelor două care sînt corespondenți metamorfici ai unor roci bazice și ultrabazice.

Experiențele de laborator au arătat că odată cu presiunea crește și viteza seismică din cauza efectului de compresiune asupra mineralelor individuale, comprimării lor unele în altele și a închiderii porilor. Ridicarea temperaturii duce la o scădere a densității și deci a vitezelor, cele două procese compensîndu-se reciproc. Din această cauză determinările de V_p efectuate în condiții de laborator nu diferă notabil (o creștere de doar 0,1) față de condițiile reale de la 35 km adîncime (circa 10 kb) unde temperatura este mai mare.

Viteza undelor P în diverse roci bazice și ultrabazice

Rocă	Compoziție mineralogică	ρ (gcm ³)	V_P
Dunit	olivină magneziană	3,2–3,3	8,0–8,3
Peridotit	olivină magneziană + piroxeni	3,1–3,2	8,0–8,3
Peridotit granatifer	olivină magneziană + piroxeni + granat	3,3–3,4	8,0–8,4
Peridotit amfibolic	olivină magneziană + piroxeni + amfibol	3,0–3,1	7,7–7,9
Peridotit plagioclazic	olivină magneziană + piroxeni + plagioclaz	3,0–3,2	7,7–7,9
Peridotit serpentinizat	olivină magneziană + piroxeni + serpentină	3,2	7,8
Serpentin	serpentină 100%	2,5	5,2
Granulit granatifer	plagioclaz + piroxeni + granat	3,2–3,3	7,8–7,9
Gabbrou	plagioclaz + piroxeni ± olivină		
Eclogit	piroxeni (omfacit) + granat (pirop)	3,4–3,5	8,1–8,3
Amfibolit	plagioclaz + amfibol	3,2–3,3	7,9–8,0

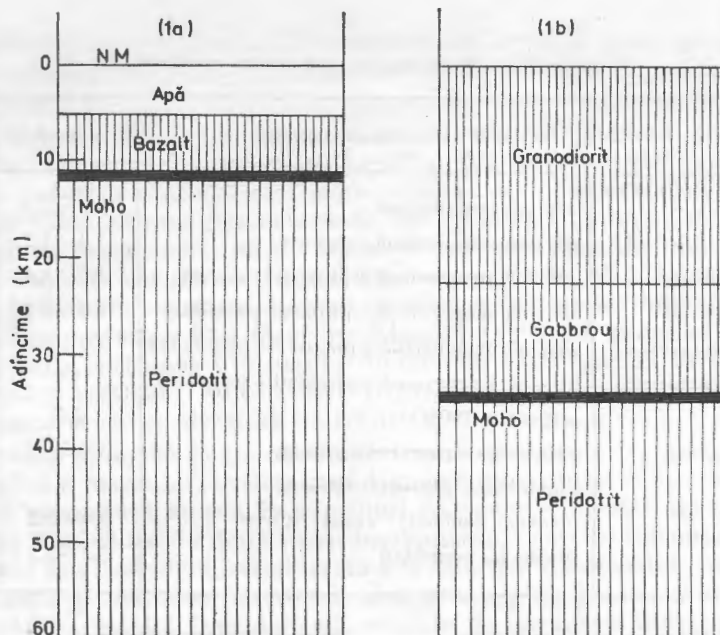
De adăugat încă un fapt important: alinierea mineralelor și orientarea lor poate duce la efecte importante de anizotropie a undelor seismice. În acest sens olivina dă cele mai mari variații, putînd genera diferențe de 15% ale vitezelor undelor P.

Cu aceste noțiuni introductive urmează să examinăm compoziția păturilor care constituie mantaua superioară, nu înainte de a discuta chestiunea foarte importantă, natura discontinuității Moho.

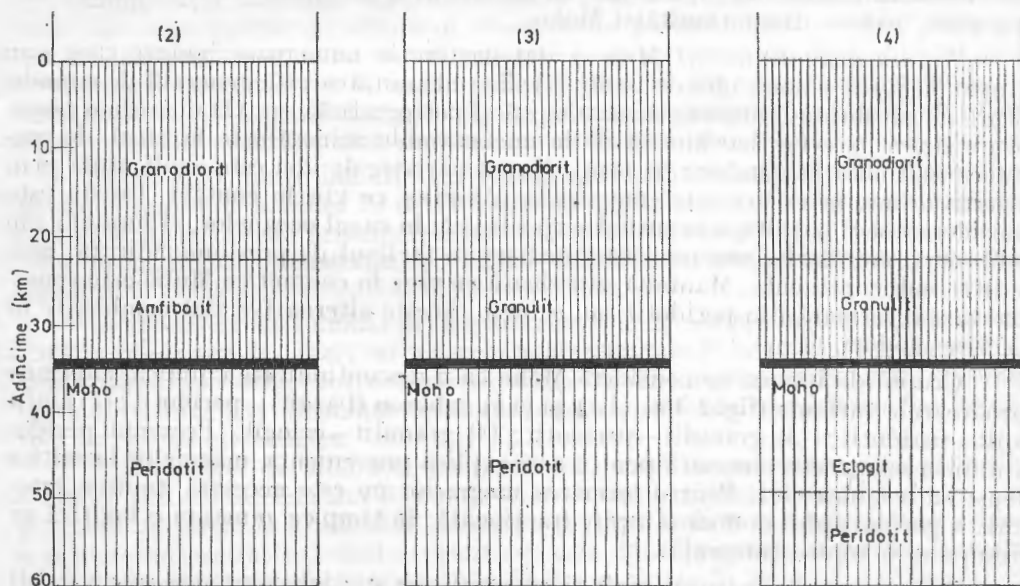
Natura discontinuității Moho a dat naștere la numeroase ipoteze care s-au grupat în jurul a două idei de bază: (1) discontinuitatea este generată de o modificare de substanță (chimică, mineralogică și petrografică) sau (2) doar de o modificare fizică, trecerea izochimică de la un ansamblu mineralogic la altul, de presiunea mai mare (schimbare de fază). Marea variație de idei este explicabilă prin incertitudinea în ce privește compoziția păturilor ce vin în contact. Crusta este considerată a fi bazaltică, eventual serpentinică, în cazul oceanelor, și formată din gabbrouri, amfibolite sau roci intermediare în faciesul de presiune ridicată, granulitic, sub continente. Mantaua superioară ce vine în contact cu Moho este considerată a fi formată din peridotit sau eclogit. Aceste alternative sînt combinate în diferite moduri.

Grupul de ipoteze ce consideră Moho ca o discontinuitate chimică cuprinde următoarele variante (fig. 2.33): (1a) și (1b) gabbrou (bazalt)—peridotit; (2) amfibolit—peridotit; (3) granulit—peridotit; (4) granulit—eclogit. Prezența peridotitului în manta este necesară pentru a se explica proveniența magmelor bazaltice ce-și au originea aici. Pentru formarea magmelor nu este necesară topirea integrală a peridotitului ci doar o topire fracționată, în timp ce o manta eclogitică ar presupune o topire integrală.

Primul model a întrunit mult timp adeziunea specialiștilor și el este valabil și astăzi, mai ales după ce a putut fi examinat direct stratul 3 al crustei oceanice.



a



b

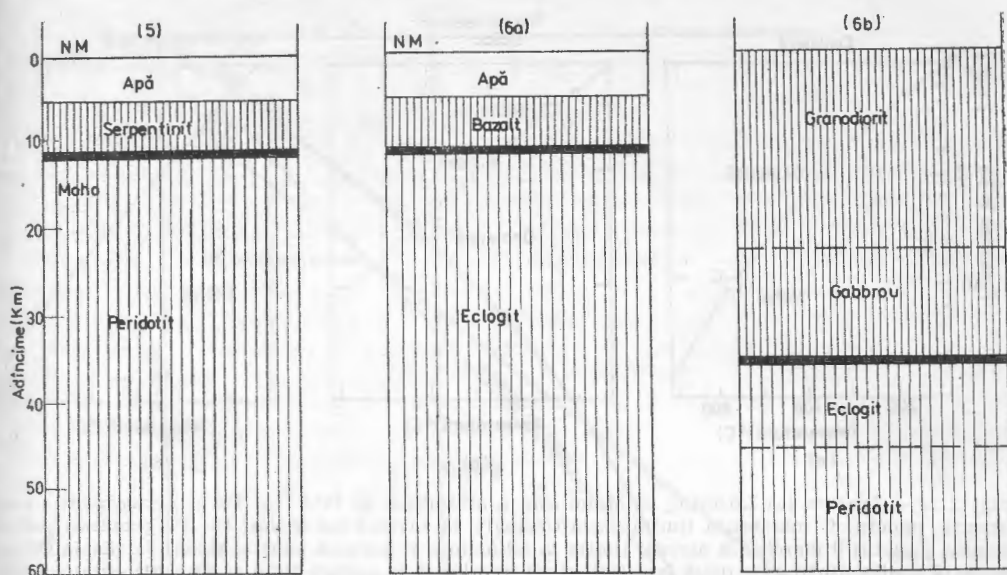


Fig. 2.33 — Diverse ipoteze asupra discontinuității Moho. Modelele 1—4 presupun o limită de natură chimică, modelele 5—6 presupun o limită de schimbare de fază. Modelele la, 5 și 6a sînt pentru crustă oceanică, celelalte pentru crustă continentală (După Wyllie, 1971).

Pentru crusta continentală inferioară gabbroul dă valori seismice prea scăzute iar în modelul 2 amfibolitul, după cum am arătat anterior, nu poate exista din cauza deshidratării la presiune ridicată. Modelul al 3-lea este plauzibil în ce privește prezența unui strat granulitic la baza crustei și rămîne să discutăm în cele ce urmează, la modelul 4, probabilitatea prezenței eclogitului la partea de sus a mantalei superioare.

Grupul de ipoteze ce consideră Moho ca o schimbare de fază cuprinde modelele următoare: (5) serpentinit—peridotit; (6 a) bazalt—eclogit (pentru crustă oceanică) și (6 b) gabbrou—eclogit (pentru crustă continentală).

Modelul 5, serpentinit-peridotit, a fost propus de H.H. Hess în 1959, care l-a dezvoltat apoi în mai multe lucrări. În principiu el se bazează pe faptul că peridotitul se transformă prin hidratare în serpentinit la aproximativ 525°C. În cazul crustei oceanice această temperatură este însă atinsă la o adîncime de 35 km, mult mai jos decît Moho, aflat la 12 km. Același lucru se întîmplă și la crusta continentală, unde Moho se află la 35 km iar geoterma reacției de serpentinizare la 55 km. De aceea Hess admite că în zonele de expansiune oceanică există un aport de căldură ce face ca geotermele să se ridice astfel că cea corespunzătoare serpentinizării să atingă adîncimea de 12 km, determinînd serpentinizarea părții inferioare a crustei oceanice, respectiv a stratului 3. Dar nici sub această formă teoria nu este acceptabilă deoarece serpentinitul are o viteză V_p prea scăzută iar dragajele și forajele suboceanice au pus prea puțin în evidență serpentinite.

Modelul 6, gabbrou-eclogit (respectiv bazalt-eclogit), are la bază faptul că aceste două substanțe sînt chimic echivalente, cu toate că ele diferă notabil mineralogic. Diferența este și de densitate, eclogitul fiind cu 10% mai dens. Ideea unei mantale superioare eclogitice a fost emisă în 1913 de Fermor iar în anii '20

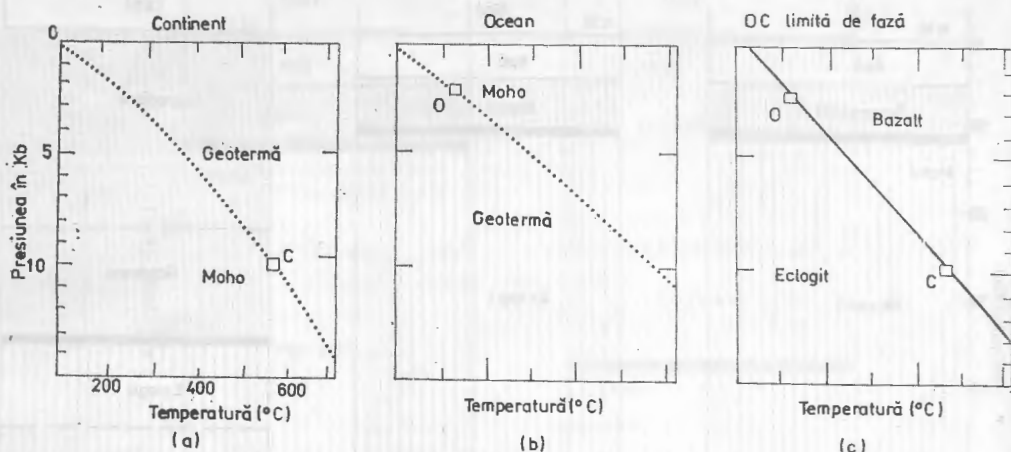


Fig. 2.34 — Ipoteza lui Lovering că Moho este o schimbare de fază. (a) Pe geoterma pentru continente, punctul C marchează limita bazalt/eclogit la nivelul lui Moho; (b) Pe geoterma pentru oceane, punctul O marchează aceeași limită la adâncimea respectivă pentru Moho. (c) Linia OC reprezintă limita dintre cele două faze (eclogit și bazalt) și în același timp și discontinuitatea Moho (După Lovering, 1958).

a fost susținută de V.M. Goldschmidt și de A. Holmes, dar pînă la jumătatea secolului a prelevat ipoteza unei mantale peridotitice. De-abia în 1958 teoria a fost susținută și argumentată de Lovering, iar în 1959 a fost și mai amplu documentată de Kennedy.

Lovering (1958) pleacă de la compararea Pămîntului cu meteoriții achondritici ajungînd la concluzia că mantaua superioară trebuie să aibă o compoziție bazaltică și ca atare, Moho nu poate fi decît o limită între două faze ale bazaltului, respectiv bazalt și eclogit. Construind geoterma sub continente în funcție de temperatură și presiune, și cunoscînd adîncimea lui Moho, el stabilește un prim punct al liniei de tranziție dintre cele două faze (fig. 2.34 a). Făcînd apoi același lucru pentru zonele oceanice (fig. 2.34 b), Lovering construiește limita dintre cele două faze trasînd o linie ce unește cele două adîncimi ale lui Moho (fig. 2.34 c). Pe baza acestei scheme Lovering consideră că peste tot Moho este o limită de fază și că în funcție de poziția acestuia se poate determina în orice punct temperatura pe Moho, după cum, cunoscînd o izotermă, se poate fixa adîncimea lui Moho. Prezentată în felul acesta schema este prea simplificată și duce chiar la o imposibilitate deoarece, așa cum se vede din fig. 2.35, în care toate elementele sînt suprapuse, curba limitei de fază intersectează izoterma continentală de jos în sus, în timp ce izoterma oceanică este tăiată de sus în jos, deci ar însemna că în cazul oceanelor eclogitul stă peste bazalt, ceea ce este evident greșit. Schema lui Lovering rămîne valabilă numai dacă gradientul termic pentru continente este mult mai abrupt astfel ca Moho să fie pentru ambele medii (continental și oceanic) o limită de fază. Aceasta este soluția adoptată de Kennedy.

C.C. Kennedy (1959) pleacă invers decît Lovering, de la poziția lui Moho în diferite situații tectonice și construiește pe baza acestuia linia de tranziție, din care deduce curbele de temperatură (fig. 2.36). Se observă că cele trei curbe de temperatură (pentru oceane, continente și munți) au gradiente diferite, ceea ce face ca ele să intersecteze limita de fază eclogit-gabbrou la diferite adîncimi.

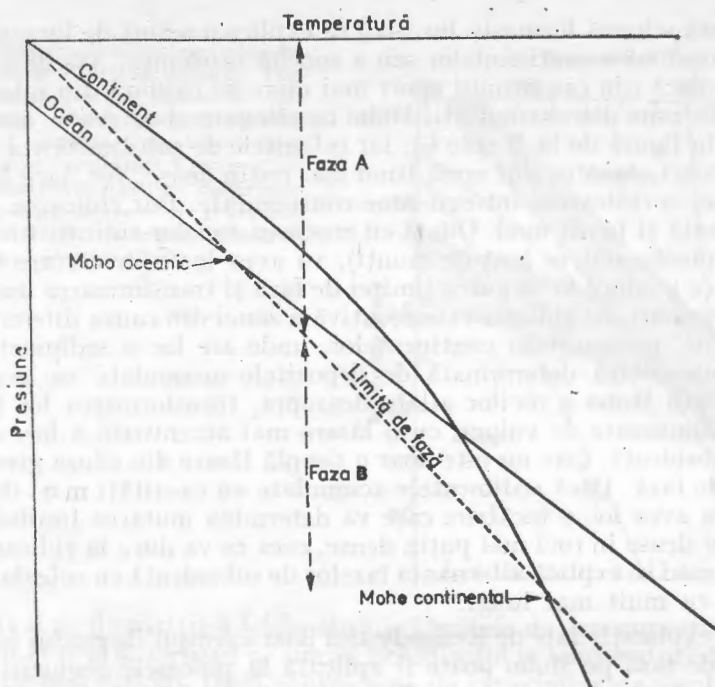


Fig. 2.35 — Critica ipotezei lui Lovering referitoare la natura discontinuității Moho. Se observă că limita de fază este intersectată de jos în sus de geoterma oceanică la adâncimea lui Moho și de sus în jos la geoterma continentală la adâncimea corespunzătoare a lui Moho, ceea ce dovedește că Moho nu poate fi cauzat de aceeași limită de fază (După Bott, 1972).

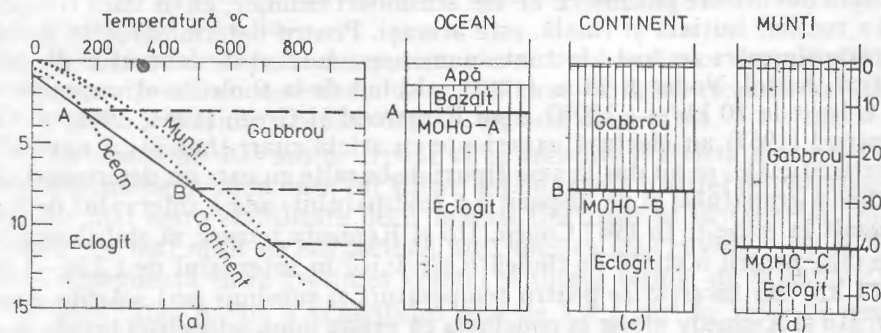


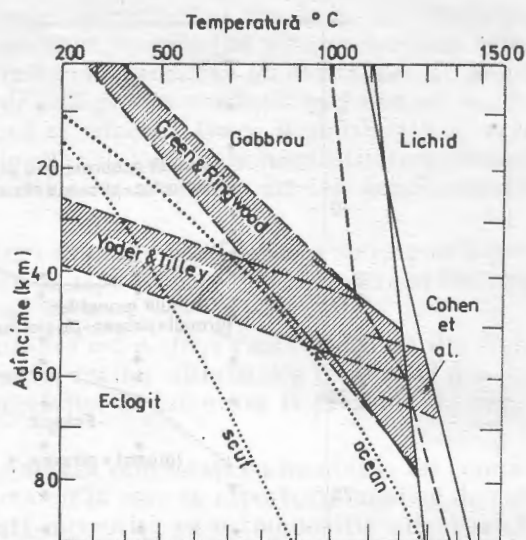
Fig. 2.36 — Ipoteza lui Kennedy că Moho este o limită de schimbare de fază. Pe baza pozițiilor lui Moho în diverse condiții geotectonice (A, oceane; B, continente; C, munți) sînt construite geotermele respective (După Kennedy, 1959).

Cu această schemă Kennedy încearcă să explice o seamă de lucruri, cum ar fi ridicarea epirogenică a continentelor sau a zonelor orogenice. Așa de exemplu sub un continent, dacă din cauza unui aport mai mare de căldură din interior temperatura crește în zona discontinuității Moho cu câteva zeci de grade, aceasta va coborî mai jos (în figură de la B spre C), iar eclogitele de sub limită vor fi transformate în gabbrouri. Acestea din urmă fiind mai puțin dense, vor duce la o dilatare care va produce o ridicare a întregii zone continentale. Dar ridicarea epirogenică poate fi explicată și în alt mod. Odată cu erodarea zonelor ridicate (de exemplu a unui orogen transformat în lanț de munți), va avea loc o descărcare de presiune pe Moho ceea ce va duce la mutarea limitei de fază și transformarea unei părți din eclogite în gabbrouri, cu ridicarea consecutivă a zonei din cauza diferenței de densitate. În sfârșit, pe marginea continentelor, unde are loc o sedimentare activă, presiunea suplimentară determinată de depozitele acumulate va avea ca efect „împingerea” sub Moho a rocilor aflate deasupra, transformarea lor în eclogite, și ca atare o diminuare de volum, cu o lăsare mai accentuată a lor. Acesta este procesul de subsidență, care nu este doar o simplă lăsare din cauza greutateii, ci și a schimbării de fază. Dacă sedimentele acumulate au cantități mari de substanțe radioactive, va avea loc o încălzire care va determina mutarea limitei de fază și trecerea rocilor dense în roci mai puțin dense, ceea ce va duce la ridicarea întregii zone. În acest mod se explică alternanța fazelor de subsidență cu cele de orogeneză, primele fiind cu mult mai lungi.

Cele trei explicații date de Kennedy sînt doar exemple de modul în care ideea de schimbare de fază pe Moho poate fi aplicată la procesele geologice. În ciuda acestor avantaje tentante, ipoteza lui Kennedy este pasibilă de obiecții grave din care reținem, pentru moment doar faptul că temperaturile utilizate de autor nu sînt în acord cu cele admise curent pentru această zonă superioară a globului (a se compara cu fig. 2.43). Aplicarea valorilor corecte ar duce, conform schemei lui Kennedy, la un Moho situat la circa 23 km adîncime sub oceane și la 12 km sub continente, ceea ce este complet eronat.

Dar, în afara chestiunii pur fizice, legată de relația presiune/temperatură, schimbarea de fază gabbrou-eclogit este în primul rînd o problemă mineralogică deoarece în cadrul ei un grup de minerale trebuie să se transforme în altul. Astfel feldspatul și piroxenul (de obicei augit sau hipersten) trebuie să treacă în piroxen sodic (omfacit) și granat magnezian (pirop) ceea ce înseamnă că nu poate fi vorba de o simplă modificare polimorfă ci de schimbări chimice, chiar dacă compoziția globală a rocilor, inițială și finală, este aceeași. Pentru determinarea în detaliu a acestor transformări au fost efectuate numeroase lucrări de laborator de diferiți cercetători. Astfel, Yoder și Tille (1962), plecînd de la tholeiite olivinice au obținut un eclogit la 20 kb și 1 200°C, apoi Ringwood și Green (1964, 1966) și Green și Ringwood (1967) au efectuat experiențe cu sticlă cuarț-tholeiitică naturală, cu adaosuri artificiale, ce au dus la șase tipuri de bazalte cu care au determinat curba de apariție a granatului și de dispariție a feldspatului, adică intervalul de trecere de la bazalt la eclogit. În 1967 Cohen, Ito și Kennedy reușesc să stabilească tranziția de fază pentru o sticlă de tholeiite olivinice în intervalul de 1 250—1 300°C și 16—21 kb, dar încercările pentru temperaturi și presiuni mai scăzute eșuează. În 1970, Ito și Kennedy ajung la concluzia că există două schimbări bruște de densitate, ceea ce ar însemna că între fazele bazalt și eclogit se intercalează o fază intermediară, fapt relevat anterior și de Ringwood și Green. O sinteză a lucrărilor menționate este prezentată în fig. 2.37 în care sînt înscrise limitele de apariție

Fig. 2.37 — Diagramele experimentale pentru tranziția de la bazalt la eclogit. Porțiunea hașurată reprezintă zonele în care are loc trecerea mineralogică (dispariția feldspatului și apariția granatului) după trei grupe de experimenatori. Liniile pline: datele experimentale; liniile întrerupte: extrapolarea pentru temperaturi și presiuni mai scăzute; liniile punctate: geotermie (După Wyllie, 1971).



a granatului și de dispariție a feldspatului. Limitele de experimentare sînt trecute cu linii pline și se află aproape de limita lichid/solid la temperaturi de peste 1000°C și presiuni de peste 10 kb. Dacă pentru zona de experimentare rezultatele converg destul de bine, extrapolarea pentru temperaturi și presiuni mai mici diferă mult și doar datele lui Yoder și Tilley arată că în condițiile naturale limitele de fază intersectează izotermele pentru continente și oceane, făcînd posibilă existența ambelor faze. Cohen nu extrapolează datele și ca atare nu se pronunță, iar Green și Ringwood contestă complet această posibilitate trăgînd concluzia că pe Moho nu există o schimbare de fază gabbrou-eclogit. Ei se sprijină în această concluzie și pe următoarele argumente în plus:

1. În cele mai multe experiențe schimbarea de fază are loc pe un mare interval de presiune, ceea ce ar însemna că Moho nu este o limită foarte netă și că vitezele seismice ar trebui să crească treptat pe tot acest interval, ceea ce nu este corect. Dealtfel în cazul oceanelor, unde Moho se află foarte sus, zona de tranziție nici nu ar mai avea loc.

2. O mică schimbare în compoziția chimică a bazaltelor are un efect considerabil asupra presiunii necesitate de schimbarea de fază. Aceasta ar duce la o mare fluctuație a grosimii crustei, ceea ce nu este observabil.

3. În sensul de mai sus ar trebui să se constate o strictă dependență între mersul izotermelor și adîncimea lui Moho, ori nu există o astfel de corelație. Moho are o mult mai mare stabilitate decît mersul fluctuant al izotermelor (în mediu continental cu mai mult de doi factori) sau, spus cu alte cuvinte, nu se constată o strictă dependență între grosimea crustei și fluxul termic de la suprafață.

4. Densitatea medie a eclogitului este de 3,5 g/cm³ în timp ce densitatea medie a mantalei sub Moho este de 3,3—3,4 g/cm³.

5. În general se consideră că partea inferioară a mantalei superioare este formată din peridotit, care are 3,3 g/cm³, ori un strat eclogitic mai dens deasupra ar duce la o accentuată instabilitate gravitațională.

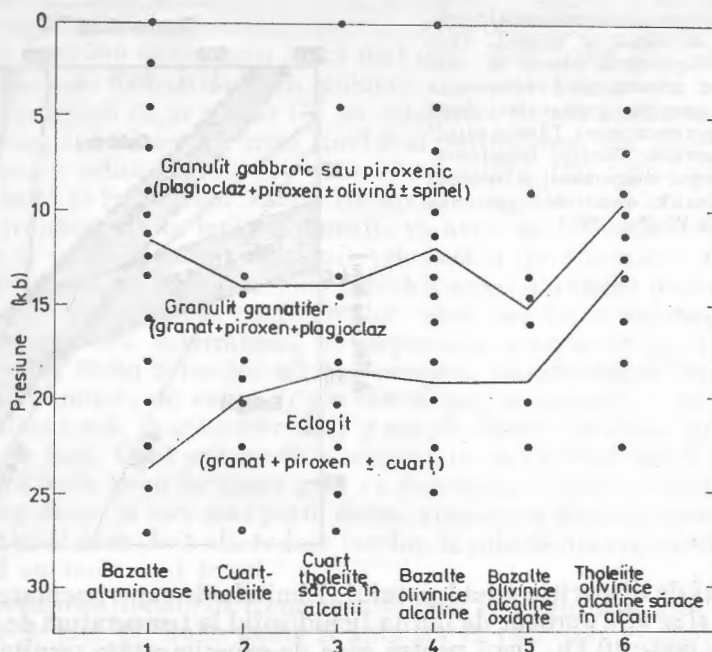


Fig. 2.38 — Trecerea de la gabbrou la eclogit prin intermediul unei faze de granulit granatifer. Pe verticală, șase tipuri de bazalte la care a fost urmărită transformarea sub presiunea crescândă și temperatură constantă de 1100°C. De remarcă marea variație a limitelor de presiune la care intervin modificările (După Ringwood și Green, 1966).

Față de aceste obiecții cercetătorii sînt de acord că Moho nu poate fi explicat printr-un singur proces. Astfel Wyllie (1971) consideră că cele două ipoteze privind natura discontinuității Moho, schimbare chimică sau de fază, nu se exclud ci trebuie admise împreună. El crede că există o schimbare chimică la baza crustei unde materialul de natură bazaltică trece în peridotite feldspatice caracteristice mantalei superioare, limită care are adîncimi diferite sub continente și oceane, și o a doua limită cu schimbare de fază în eclogit. Această trecere gradată a fost demonstrată de Ringwood și Green (1966) cu o fază intermediară de granulite granatifere. În fig. 2.38 sînt prezentate rezultatele experiențelor efectuate pe 6 tipuri de bazalte care la temperatura de 1100°C au suferit transformări odată cu creșterea presiunii. Trecerea dintr-un ansamblu mineralogic în altul duce la formarea unor granulite granatifere, cu un cîmp de stabilitate între 3,5—12 kb, dar se observă că foarte mici variații în natura chimică inițială duc la mari variații în ce privește limitele de presiune și deci adîncimea la care are loc transformarea.

Dar cele două variante, limită chimică sau de fază, nu trebuie gîndite ca existînd simultan numai pe verticală ci și pe orizontală. Astfel, Ringwood și Green considerau în 1966 că în zonele cu flux termic ridicat există condiții ca bazaltele intruse aproape de suprafață să se transforme în eclogite creînd astfel o instabilitate tectonică, accentuată datorită densității mai mari decît a substratului peridotitic. Astfel de zone sînt dorsalele medio-oceanice, zonele de subducție, riftu-

rile continentale și catenele orogene tinere, adică tocmai zonele în care Moho nu este bine definit și în care el apare ca un strat intermediar cu caracteristici între cele ale crustei și cele ale mantalei. În rest ei consideră că nu există nici un temei pentru a statua prezența unei tranziții de fază gabbrou-eclogit, mai ales sub zonele continentale stabile. Dar, la un pol opus se situează Ito și Kennedy (1970) care admit și ei variații laterale dar exact invers: în zonele de instabilitate tectonică ei presupun prezența unei păături granulitice intermediare iar sub zonele stabile faza gabbrou-eclogit (fig. 2.39).

Din cele prezentate se vede că natura discontinuității Moho nu este încă precizată și că o certitudine geofizică nu are de fapt valoare de cunoaștere atâta timp cât nu și-a găsit încă o explicație geologică.

Compoziția mantalei superioare deasupra astenosferei poate fi dedusă din compoziția meteoriților chondritici, din studiul rocilor ultrabazice terestre și din datele seismice corelate cu rezultatele cercetărilor de laborator la presiuni și temperaturi înalte.

Meteoriții chondritici sînt cel mai adesea echivalați cu mantaua, iar compoziția lor în silicați este luată chiar ca etalon la care se raportează analize de roci considerate a proveni din manta. Acești meteoriți au o compoziție ultrabazică, alcătuirea lor olivină medie fiind următoarea: 46% mineralogică, 25% piroxen, 11% plagioclaz (aproape un oligoclaz) și 12% un aliaj de nichel-fier. Olivina este o soluție solidă de 70–85% forsterit și 15–30% faialit, iar piroxenul este un ortopiroxen bogat în magneziu, dar secundar apare și clinopiroxen. Chondritele cu bronzit și cele cu hipersten sînt cele mai frecvente, și ele sînt luate ca etalon chimic. Rocile bazice și ultrabazice ce apar la suprafața Pămîntului sînt considerate a proveni din manta dar reprezentînd grade diferite de modificare prin diferențiere, asimilare etc. Astăzi este acceptată unanim ideea că magma bazaltică își

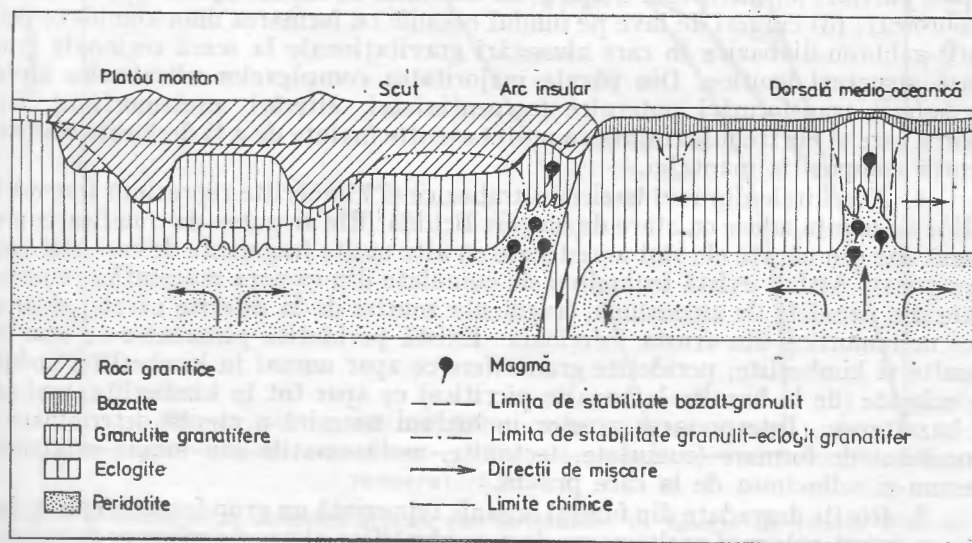


Fig. 2.39 — Secțiune ipotetică prin diverse tipuri de unități structurale pentru evidențierea limitei gabbrou (bazalt)-eclogit și prezența în anumite condiții a unei faze intermediare de granulit granatifer (După Ito și Kennedy, 1970).

are originea în manta dar se cunosc mai multe tipuri de astfel de magme dintre care două sînt predominante: magma tholeiitică (cu 49—51% SiO_2) și magma alcali-bazaltică (cu 45—48% SiO_2). Pe vremea cînd se credea că mantaua este omogenă compozițional, mecanismul de derivare din același material inițial a două magme diferite ridică dificile probleme petrologice. Yoder și Tilley (1962) considerau că magma primară este picrit-bazaltică și că ea a suferit procese de fracționare. Astăzi însă este acceptată ideea unei stratificări a mantalei, de unde rezultă că principalul control al chimismului unei magme îl are adîncimea de la care vine conform teoriei lui Kuno (1967). Asupra problemei genezei magmelor vom reveni însă într-un capitol viitor. Aici mai reținem faptul că o magmă bazaltică poate fi derivată doar din două materiale posibile a forma mantaua: printr-o topire parțială a unui peridotit sau prin topirea totală a unui eclogit.

Informații mai complete asupra compoziției mantalei pot da rocile ultrabazice ce apar la suprafața Pămîntului deoarece unele din ele ar putea să reprezinte chiar fragmente din manta ajunse în mod accidental aici. Există cinci tipuri de roci ultrabazice care sînt de luat în considerare.

1. Intruziunile stratificate de gabbrouri și diverse roci ultrabazice ce corespund unor rezervoare magmatice acumulate în crustă. Complexul este rezultatul consolidării unei magme bazaltice venită din manta dar care a suferit fracționări, astfel că rocile ultrabazice trebuie considerate cumulate reziduale.

2. Complexele ultrabazice alcaline și breziile kimberlitice provin dintr-o magmă bazaltică foarte fracționată (îmbogățire în alcalii, pămînturi rare și volatile), iar în cazul kimberlitelor, puternic contaminată de roci crustale, fapt pentru care nu este indicat a fi considerate ca mostre directe de manta.

3. Rocile ultrabazice alpine ne oferă o șansă de a avea la îndemînă roci de profunzime, scoase la suprafață de evenimentele orogenice. Ele pot reprezenta (a) intruziuni de magmă ultrabazică; (b) intruziuni de agregate cristaline din manta topită parțial; (c) intruziuni diapire sau tectonice de manta solidă (peridotitică ± gabbroică); (d) curgeri de lave pe fundul oceanic cu formarea unor complexe peridotit-gabbrou-diabazice în care alunecări gravitaționale la scară regională generează structuri haotice. Din păcate majoritatea complexelor ultrabazice alpine au suferit transformări puternice (serpentinizări, alterări, metamorfism), fapt pentru care și ele trebuie tratate cu multă atenție înainte de a fi declarate etaloane pentru compoziția mantalei.

4. Xenolitele din roci bazice, ultrabazice și kimberlite reprezintă fragmente solide de manta aduse ca atare de magma lichidă. Ele ar putea da o indicație prețioasă dar din păcate ele sînt amestecate cu alte multe fragmente de care sînt greu de separat. Astfel, există incluziuni de cumulate din camera magmatică, concentrate din canalele de ascensiune, fragmente zmulse de la diferite nivele, chiar și roci metamorfice din crusta inferioară. Există peridotite piroxenice ce apar în bazalte și kimberlite, peridotite granatiferă ce apar numai în kimberlite, nodule de eclogite (de la bazalte la bazalte picritice) ce apar tot în kimberlite, mai rar în bazalte etc. Interpretarea acestor incluziuni necesită o atentă determinare a procesului de formare (cumulate, tectonice, metasomatite sau manta originară) precum și adîncimea de la care provin.

5. Rocile degradate din fundul oceanic reprezintă un grup foarte eterogen dar în care există cele mai multe șanse de a se identifica elemente primare de manta. Cercetările cu submersibile au ajuns să recunoască în pereții zonelor de fractură mantaua superioară iar dragajele au adus la suprafață gabbrouri, peridotite de diferite feluri (harzburgite etc.).

Cîmpul de existență pentru cîteva din aceste tipuri de roci într-o diagramă presiune-temperatură este prezentat în fig. 2.40.

Cele mai interesante dintre rocile menționate sînt xenolitele din neckurile (șoșurile) kimberlitice deoarece în acestea prezența diamantelor, minerale formate la mare presiune, indică o origină de la 150—300 km. Între xenolite pot să existe: exemplare de peridotit de manta ce nu a fost niciodată topit și care reprezintă ca atare manta cea mai autentică; exemplare de peridotite reziduale săracite din care o fracțiune topită a elementelor volatile a fost îndepărtată; exemplare de rocă provenind din fracțiunea topită la mare adîncime și care nu a cristalizat acolo ci a reușit să scape spre suprafață cristalizînd în alte condiții de presiune dar cu chimismul topiturii profunde. Prin separarea cu grijă pe aceste categorii a xenolitelor s-au putut trage numeroase concluzii importante dintre care reținem acum doar

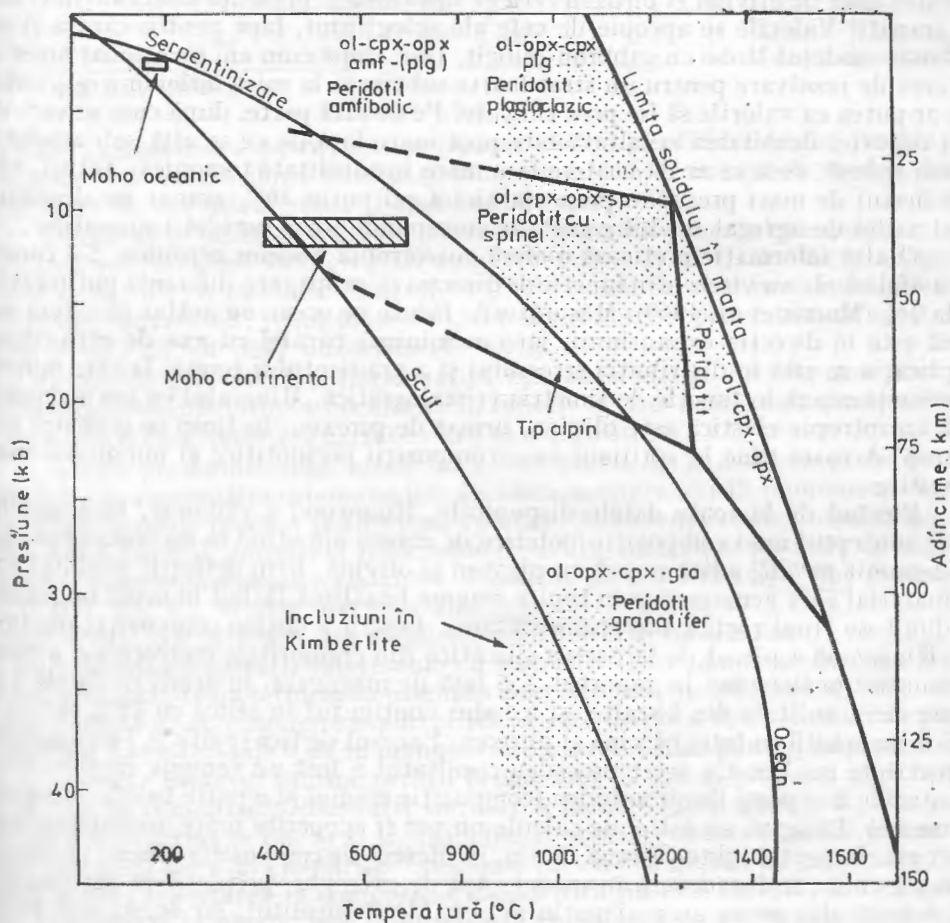


Fig. 2.40 — Cîmpul de existență al unor roci ultrabazice în funcție de relația P/T. În diagramă sînt înscrise izotermele pentru scuturi și oceane (regiune la 200 km de rift și viteza de expansiune de 4 cm/an) precum și limitele pentru Moho oceanic și continental. Prescurtări: gra: granat; cpx: clinopiroxen; ol: olivină; opx: ortopiroxen; amf: amfibol; plg: plagioclast (După Ringwood, 1969).

trei: (1) marea variație petrografică arată că mantaua este neomogenă pe verticală, atât chimic cât și mineralogic; (2) peridotitul din manta corespunde la cel puțin trei asociații minerale care formează: un peridotit plagioclastic, un peridotit cu spinel și un peridotit granatifer; (3) în anumite xenolite apare amfibol și flogopit, ceea ce indică prezența apei în manta, iar cu microscopul electronic de mare voltaj s-a observat în unele cristale de olivină incluziuni lichide de CO_2 la mare presiune, iar în cristale de olivină și piroxen defecte cristaline pe care se eșalonează mici bule cu CO_2 lichid, care provine din peridotitul normal în care a fost dizolvat și din care a fost „stors” și împins în spațiile goale create de defectele cristalelor.

A treia metodă de determinare a compoziției mantalei superioare are la bază interpretarea vitezelor seismice, mai ales pentru undele de volum. Partea superioară a mantalei (pătură E') prezintă următoarele viteze seismice: $V_p = 8,38 \text{ cm/sec}$ și $V_s = 4,71 \text{ km/sec}$. Aceste valori sînt mai mari decît cele obținute dintr-un amestec doar de olivină și piroxen ceea ce înseamnă și prezența unei cantități mari de granat. Valorile se apropie de cele ale eclogitului, fapt pentru care a și fost elaborat modelul Moho cu gabbrou-eclogit. Dar, după cum am menționat anterior, puterea de rezolvare pentru un strat foarte subțire și la mică adîncime este redusă și s-ar putea ca valorile să fie prea ridicate. Pe de altă parte, după cum se va vedea mai departe, densitatea rezultată este prea mare față de ce se află sub stratul de viteză redusă, ceea ce ar da naștere la o mare instabilitate tectonică. Totuși, vitezele destul de mari presupun prezența aici a cel puțin 26% granat iar densitatea unui astfel de agregat de $3,4 \text{ g/cm}^3$, ar corespunde unui peridotit granatifer.

O altă informație prețioasă o oferă anizotropia undelor seismice. S-a constatat astfel că ele au vitezele în funcție de direcția de propagare, diferența putînd ajunge la 7% (Morris et al. 1969). Măsurătorile făcute pe ocean au arătat că viteza maximă este în direcția expansiunii, iar cea minimă paralel cu axa de expansiune. Explicația se află în distribuția stressului și a gradientului termic la care mineralele reacționează în funcție de simetria cristalografică. Mineralul cu cea mai puternică anizotropie elastică este olivina, urmat de piroxen, în timp ce granatul este izotrop. Aceasta vine în sprijinul unei compoziții peridotitice și împotriva uneia eclogitice.

Plecînd de la toate datele disponibile, Ringwood a elaborat, începînd din 1962, conceptul unei compoziții ipotetice de manta ajungînd la un compus pe care l-a denumit pirolit, adică o rocă cu piroxen și olivină. Prin definiție pirolitul este un material care generează prin topire magma bazaltică lăsînd în urmă un peridotit-dunit de tipul rocilor ultrabazice alpine. Pentru a obține compoziția pirolitului, Ringwood a plecat de la partea silicătică din chondritele meteoritice, a redus conținutul în fier pînă la raportul 1:5 față de magneziu, în acord cu datele furnizate de xenolitele din bazalte, și a redus conținutul în silice cu 15% pentru a obține un echilibru între olivină și piroxen. Excesul de fier și siliciu l-a considerat migrat spre nucleu. Cu acest procedeu rezultatul a fost un compus similar cu un amestec de trei părți dunit anhidru (compoziție medie) și o parte bazalt (compoziție medie). Desigur, cu astfel de calcule nu pot fi acoperite toate necesitățile pentru toate elementele și totdeauna rămîn, indiferent de compoziția aleasă, un număr de fapte ce nu se încadrează în model. Așa de exemplu, peridotitele din xenolite sau dragate din ocean au mai puțin potasiu decît pirolitul, iar acesta mai puțin decît chondritele meteorice.

În tabelul VI sînt prezentate modele chimice ale mantalei superioare după diferite criterii. Dunitele reprezintă o compoziție medie (Green și Ringwood, 1963); peridotitele, compoziția medie din 23 eșantioane (Nockolds, 1954); xenolitele de

Compoziția unor roci tipice de manta superioară

	Dunite (anhidre)	Peridotite	Nodule de peridotite	Pirolit	Kimberlite (xenolite)	Eclogite (anhidre)
SiO ₂	41,3	43,5	43,9	43,1	46,4	49,0
TiO ₂	urme	0,8	0,1	0,6	0,1	—
Al ₂ O ₃	0,5	4,0	2,8	4,0	2,6	14,5
Fe ₂ O ₃	1,2	2,5	1,1	1,7	1,1	3,8
FeO	5,9	9,8	7,2	6,7	5,8	9,1
MnO	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	—
MgO	49,8	34,0	40,9	39,3	41,2	8,9
CaO	urme	3,5	2,4	2,7	2,0	11,5
Na ₂ O	urme	0,6	0,2	0,6	0,2	2,5
K ₂ O	urme	0,3	urme	0,2	0,2	0,7
H ₂ O	—	0,8	0,1	0,2	—	—
P ₂ O ₅	urme	0,1	urme	0,1	urme	—

După Bott, 1972

peridotit, rezultatul a patru analize (Kuno, 1967); pirolitul este dat pentru proporția de 1:3 bazalt/dunit (Green și Ringwood, 1963); eclogitul, media din 43 eşantioane de eclogit anhidru (Lapadue-Hargues, 1953).

Din tabel se poate da o definiție chimică generală a mantalei superioare după cum urmează: (a) peste 90% greutate este reprezentat de oxizii de siliciu, magneziu și fier și nici un alt oxid nu depășește 4%; (b) oxizii de aluminiu, calciu și sodiu totalizează între 5—8%; (c) peste 98% din manta este reprezentată de acești șase oxizi și nici un alt oxid nu depășește 0,6%.

O interesantă imagine diagramatică este dată în fig. 2.41 în care sînt prezentate distribuțiile cîtorva peridotite în funcție de trei oxizi, care permit distingerea materialelor terestre, extraterestre și a pirolitului.

În cele prezentate pînă acum nu a fost vorba decît de elementele majore, care definesc compoziția mineralogică. În afara acestora există numeroase elemente ce apar ca urme precum și elemente volatile. Abundența elementelor-urmă permite o mai bună delimitare a diferitelor tipuri de materiale pasibile de a forma mantaua impunînd anumite restricții. Deosebit de semnificative sînt elementele K, U, Th, Rb, Cs, Sr, Ba, dar mai ales raporturile dintre ele, cum ar fi K/U Rb/Sr, K/Rb sau Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. De asemenea conținuturile în pămînturi rare (Y, Lt, Sc etc.) permit comparații interesante cu meteoriții. Din numeroasele considerații făcute pe această temă reținem ca exemplu doar observațiile lui Gast (1960). Acest autor a arătat că în chondrite raportul Rb/Sr este de circa 0,15, de 0,25 în partea superioară a crustei și de 0,04 în mantaua superioară. Chiar punînd împreună crusta cu mantaua raportul rămîne pentru prima sută de km ai globului mult sub ce se găsește în chondrite. Observații similare a făcut Gast și pentru K, Rb și Cs, pe care le-a raportat la Ba, Sr și U, ajungînd la aceeași concluzie, adică o cantitate mult mai mică decît în chondrite. Concluzia lui este că globul nu este exact chondritic și deci raportarea la compoziția chondritică nu este corectă, sau că alcalii sînt concentrați în părțile mai profunde ale globului, ceea ce nu este în acord cu evoluția geochimică admisă în mod curent.

Încheiem această parte referitoare la mantaua superioară de deasupra astenosferei (stratul B') cu un model propus de Forsyth și Press (1971), în care sînt incluse roci bazice și ultrabazice, și care corespunde cel mai bine datelor seismice.

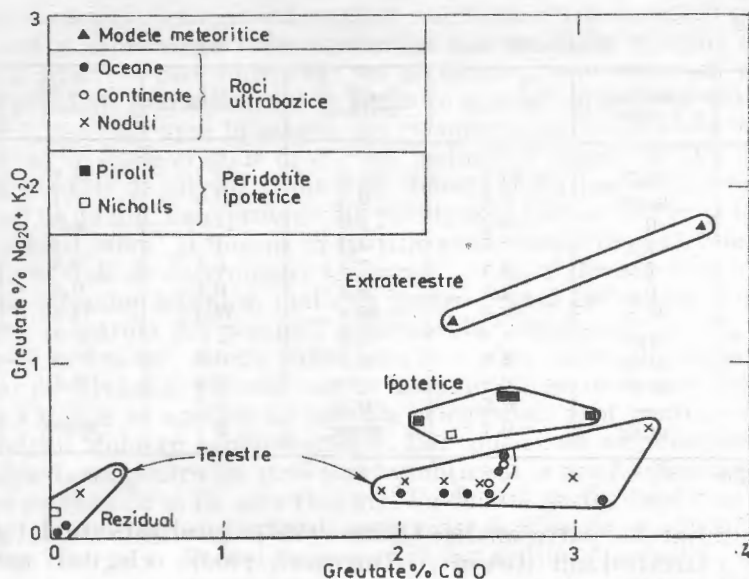


Fig. 2.41 — Variațiile chimice (în funcție de trei oxizi) ale unor roci ultrabazice terestre și extraterestre (meteoriti) cu definirea cîmpului pentru mantaua ipotetică (pirolit) (După Wyllie, 1971).

Modelul este conceput pentru o zonă oceanică cu o rată de expansiune de 1 cm/an, temperatura solidului de 1 225°C și condiții anhidre. După cum se vede (fig. 2.42), în zona de expansiune este admisă prezența unor roci bazice (gabbrou și granulit granatifer) care lateral trec în roci ultrabazice. De reținut că nu este exclusă nici

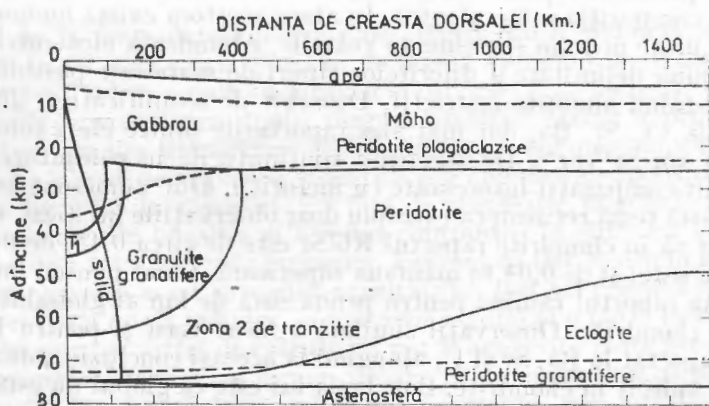


Fig. 2.42 — Model pentru mantaua superioară sub oceane cu trecerea de la roci bazice la roci ultrabazice pentru o plăcă cu o viteză de mișcare de 1 cm/an și o temperatură a solidului de 1 225°C. Limitele dintre roci bazice în linii pline; limitele între roci ultrabazice în linii întrerupte; T₁, zona de tranziție între gabbrou și granulit granatifer (După Forsyth și Press, 1971).

prezența eclogitului în zonele depărtate de axa de expansiune unde densitatea mantalei crește.

Stratul de viteză redusă ridică și el probleme în ce privește constituția. Pentru a explica reducerea vitezelor seismice se poate invoca o ridicare puternică a gradientului termic, o schimbare de fază mineralogică, o modificare în compoziția materialului sau un început de topire. Ridicarea gradientului termic nu satisface reducerea vitezelor undelor S, schimbarea de fază nu este indicată de nici o modificare în compoziția mantalei, schimbarea chimică nu ar putea explica un Q scăzut și marea conductivitate electrică, fapt pentru care singura explicație verosimilă este un început de topire.

Începutul zonei de viteză redusă trebuie să coincidă cu intersecția dintre geotermă și curba lichid/solid pentru un peridotit. Până la 6000 kg acest lucru nu se întâmplă pentru peridotit anhidru, dar o cantitate foarte mică de apă (chiar numai 0,1%) coboară punctul de topire. În diagrama din fig. 2.43 (a), se observă astfel că izoterma pentru ocean intersectează de două ori limita solid/lichid, între cele două intersecții plasându-se zona de viteză redusă. Pentru scuturi geotermă este tangentă, fapt care ar putea explica de ce zona de viteză redusă nu este bine evidențiată în astfel de structuri.

În fig. 2.43 (b) este prezentată și diagrama pentru gabbrou și eclogit, în care de asemenea se observă câmpul de existență al fazei lichide. În ambele cazuri se constată că trecerea de la peridotitul granatifer la peridotitul cu spinel, respectiv de la eclogit la o rocă granatiferă, se face în fază solidă.

Limita inferioară a zonei de viteză redusă poate fi explicată (a) prin simpla intersecție a curbelor în sens invers, după cum se vede în figură, dar și (b) prin descreșterea rapidă a cantității de apă în materialul de mai mare profunzime sau (c) prin trecerea apei disponibile în silicați hidratați de presiune mare (piroxeni și granați hidratați). În toate ipotezele limita trebuie să fie destul de netă.

În ce privește consistența zonei de viteză redusă, este clar că nu poate fi vorba de o topitură totală căci un lichid ar fi opac pentru undele S, ori acestea trec de zonă doar cu o diminuare a vitezei. Calculele au arătat că scăderea vitezelor și indicele de atenuare Q sînt compatibile și cu o fază lichidă de doar 1%. Se știe că într-un agregat cristalin cu mai multe componente, topirea are loc într-un interval destul de larg de presiune-temperatură, interval în care coexistă cristale solide și fază lichidă. La început lichidul formează doar bule interstițiale, apoi umple porii și treptat cristalele formează o rețea-schelet (mush) pînă ce ele se disociază ajungînd să plutească individual în lichid, pînă ce dispar complet în acesta. Din toate aceste faze se pare că doar primele două se realizează în stratul de viteză redusă, în care apare lichidul în pori, fără să fie atins stadiul de rețea. Este totuși suficient ca să fie create condiții de lubrefiant și litosfera să ajungă să alunece pe acest strat.

În ce privește prezența apei, am amintit că în xenolitele din kimberlite au fost identificate minerale hidratate ca flogopitul și amfibolul. În fig. 2.43 sînt înscrise și limitele de stabilitate ale hornblendei în prezența vaporilor de apă în exces. În condițiile de temperatură și presiune de la 100 km adîncime ea se disociază eliberînd apă suficientă pentru a aduce la topire solidul, fie el peridotit sau eclogit.

În concluzie, se poate spune că zona de viteză redusă nu se datorează unei modificări mineralogice sau chimice, ci doar topirii parțiale, în condiții de hidratare redusă, a materialului de manta. Ea se termină în jurul adîncimii de 250 km.

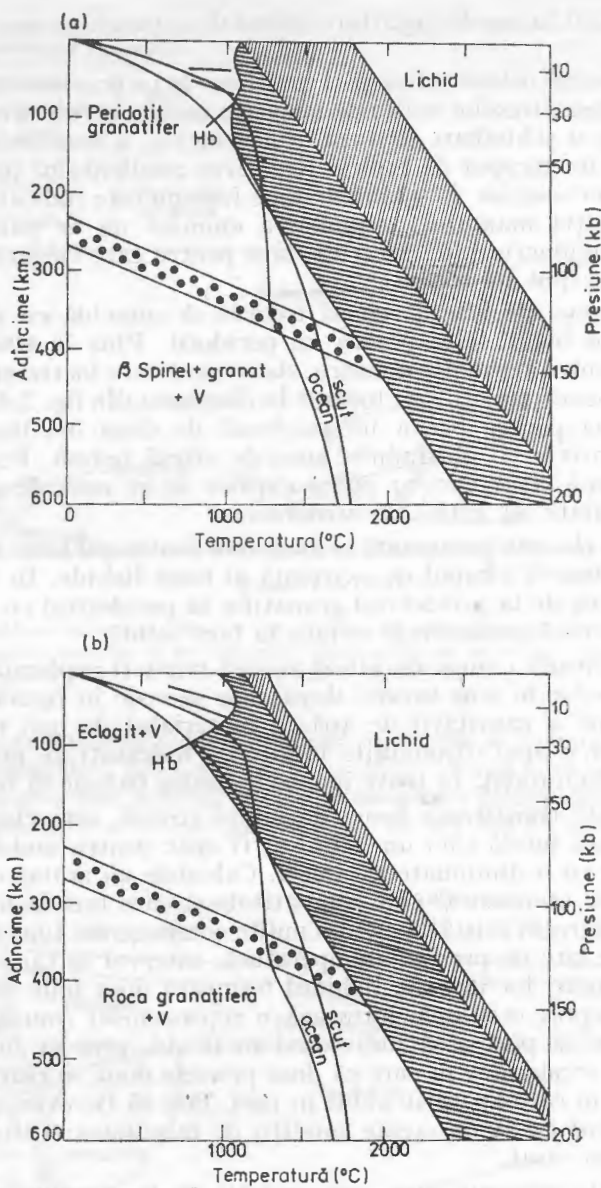


Fig. 2.43 — Diagrama de fază pentru explicarea stratului de viteză redusă ca o consecință a topirii parțiale a peridotitelor (a) și a gabbroului (b). Hașurat puternic, intervalul de topire cu 0,1% apă; hașurat slab, intervalul de topire pentru condiții anhidre; zona punctată, intervalul de trecere de la peridotit granatifer la granat cu spinel și, respectiv, de la eclogit la roci granatifere; V, vapori de apă; Hb, limita superioară de stabilitate a hornblendei. În diagramă sunt înscrise geotermale pentru scuturi și oceane (După Wyllie, 1971 b).

Compoziția mantalei superioare sub astenosferă (deci în stratul seismic B''' a lui Anderson) nu este substanțial diferită de cea a zonei de viteză redusă. Față de vitezele seismice se poate admite un peridotit granatifer cu olivină 57%, ortopiroxen 17%, clinopiroxen 12% și granat 14% (Wyllie, 1975). Discutând în termen de pirolit, Anderson (1977) pune problema prezenței aici a unui pirolit cu 8% FeO, cu 17% FeO sau cu 0,4 H₂O. Primul dă viteze seismice prea mari, cel de al doilea viteze acceptabile dar o densitate prea mare, în schimb pirolitul hidratat pare a corespunde cel mai bine situațiilor reale.

Compoziția stratului intermediar C este extrem de interesantă căci trebuie să explice trei discontinuități importante și intervalul dintre ele. Discontinuitățile se află la 400 km (limita dintre mantaua superioară și zona de tranziție), apoi la 1 000 km (limita dintre zona de tranziție și mantaua inferioară).

În linii mari se poate spune că aceste discontinuități pot fi explicate prin modificări în cadrul unei mantale peridotitice și anume: în componența olivinică prin modificări structurale de la α -olivină la β -spinel și γ -spinel și structuri post-spinel (fază compusă din oxizi de Mg, Fe și Si cu siliciu în coordinare octaedrală) iar în componența piroxenică cu transformări de piroxeni, granați, în structuri de ilmenit, spinel plus stishovit, perovskit și oxizi micști (Anderson, 1976). Aceste procese au fost puse în evidență începând din 1966 datorită posibilității de creare în laborator a presiunilor de 200 kb și a temperaturilor mari care să simuleze condițiile existente la adâncimi de 600 km. Meritul mare al acestor experiențe revine lui Ringwood care a reușit să evidențieze principalele procese.

Olivina din manta este formată din 90% forsterit și 10% faialit. La 1 000°C și 109 kb, olivina începe să se transforme în mineralul denumit ringwoodit cu structură de spinel (γ -spinel). La o creștere a presiunii pînă la 116 kb restul de olivină se transformă în β -spinel ceea ce duce la o mărire a densității cu 10,6% (fig. 2.44). Dacă se admite un gradient de 30 bari/°C și admitînd o temperatură de 1 600°C la 400 km adâncime, întreaga transformare are loc pe un inter-

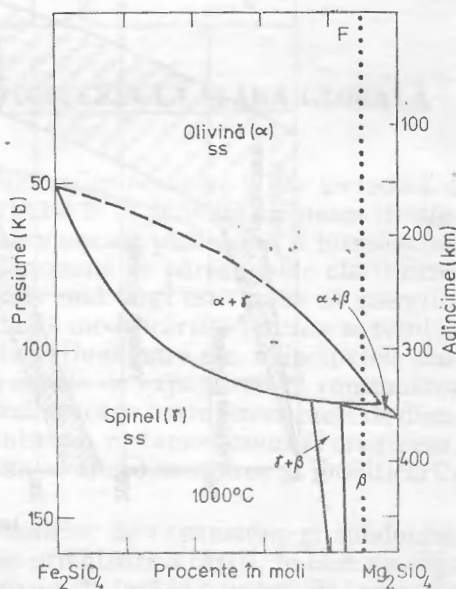


Fig. 2.44 - Schimbarea de fază olivină-spinel obținută experimental, din care rezultă că la o compoziție F distrugerea olivinei duce la apariția unui spinel ce explică discontinuitatea seismică situată la o adâncime între 300-400 km (După Ringwood și Major, 1970).

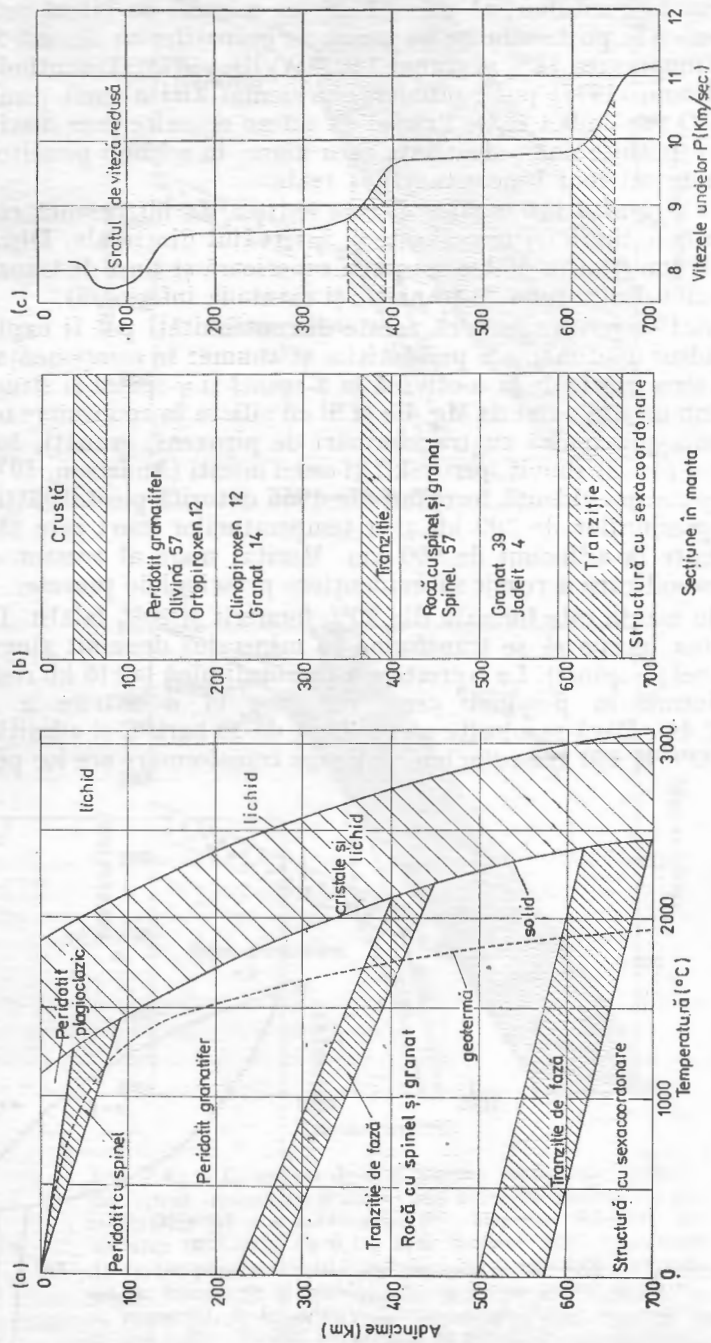


Fig. 2.45 — Secțiune-diagramă prin manta evidențiind: (a) Condițiile fizice și zonele de tranziție de fază; (b) Zonele de stabilitate a principalelor componente mineralogice; (c) Viteza undelor P ce evidențiază tranzițiile de la 100, 350—400 și 600—650 km adâncime (După Wyllie, 1976).

val de 27 kb cu o săritură de 18 kb, ceea ce confirmă exact adâncimea și lărgimea zonei de discontinuitate de la această adâncime. Concomitent cu transformarea olivinei are loc în intervalul 250—400 km transformarea piroxenilor aluinoși într-un mineral cu o structură de granat denumit majorit, proces care are loc cu o creștere a densității cu 10%. Majoritul a fost descoperit ulterior și în meteoriții chondritici. De la 400 km în jos piroxenii dispar deci fiind transformați în fază solidă în granați.

Pînă la discontinuitatea de la 650 km mantaua de tranziție este formată dintr-o rocă cu spinel și granat. La această adâncime intervine o nouă discontinuitate care este pusă pe seama unor procese și mai complexe, urmărite în laborator prin experiențe cu unde-șoc. Unul din procese ar putea fi modificarea β -spinelului în structuri foarte diferite, de tipul ilmenitului și a stishovitului, alt proces ar putea fi transformarea granaților magnezieni în structuri ilmenitice, însă pentru toate ar fi structura mai compactă a oxidului de siliciu care ar avea o coordinație superioară. Toate acestea ar duce la o creștere a densității cu 10%.

Toate datele prezentate mai sus sînt înscrise în diagrama-secțiune din fig. 2.45 în care în stînga este prezentată zona de trecere de la solid la lichid, geoterma și tranzițiile, în funcție de temperatură și presiune, dintre diferitele faze de peridotite. În centru este prezentată o secțiune prin mantaua superioară în funcție de intersecția dintre geotermă și zonele de tranziție între faze, iar în dreapta curba pentru vitezele seismice ale undelor *P*. De remarcat că în afara intersecției din primii 100 km în care există o fază lichidă corespunzătoare astenosferei, în rest toate reacțiile au loc în fază solidă.

Datele prezentate mai sus privitoare la compoziția mantalei superioare sînt de o mare importanță pentru teoriile tectonicii globale căci ele explică comportamentul reologic al mantalei, deci posibilitatea de alunecare a litosferei pe astenosferă, iar în al doilea rînd, prin ele se explică aproape întregul proces magmatic cu petrogeneza asociată.

IV. ELEMENTE DE DINAMICA LITOSFEREI LA SCARA GLOBALĂ

Conceptele moderne de expansiune a fundurilor oceanice și de tectonică a plăcilor au revoluționat gîndirea geologică mai ales în ce privește dinamica litosferei, punînd în evidență procese și mecanisme necunoscute pînă acum și introducînd puncte de vedere noi în interpretarea unor fenomene ce păreau bine clarificate. Ideea cea mai importantă și cu consecințele cele mai largi este aceea că energiile acumulate în partea superioară a globului datorită modificărilor termice se rezolvă aproape exclusiv la marginea plăcilor prin interacțiuni între ele. Principalele procese ce au loc aici sînt acrețiunea plăcilor în zonele de expansiune și consumarea lor în zonele de subducție, procese care generează aproape toate fenomenele de dinamică internă a globului: seismicitatea, vulcanismul, metamorfismul și orogeneza. În subsidiar ele dirijează și alte fenomene, cum ar fi sedimentarea și modificările pe verticală ale scoarței.

Avînd în vedere importanța ce revine zonelor de expansiune și subducție, lor le vom consacra ample capitole în secțiunea următoare a cărții, în care aproape toate fenomenele vor fi tratate în detaliu. Pentru a da însă și o vedere de ansamblu

asupra unor procese de mare importanță, vom prezenta în cele ce urmează modul în care se pune astăzi problema proceselor magmatice și a mișcărilor pe verticală ale scoarței.

1. Procesele magmatice.

Procesele magmatice sînt cele legate de geneza în interiorul globului a unor topituri de silicați, magma, și de consolidare a acestora sub formă solidă de roci magmatice. Existența magmei este dovedită de apariția ei uneori la zi sub formă de lichid incandescent, lava, și de existența rocilor magmatice, care nu pot fi explicate decît prin închegarea lor dintr-o topitură, de asemenea incandescentă.

Într-o vreme cînd era încă acreditată ideea existenței în glob a unui interior incandescent, rest al materiei stelare inițiale, acoperit de o crustă subțire solidificată, sursa magmei era considerată a fi această topitură profundă. Cercetările geofizice din prima jumătate a secolului nostru au arătat netemeinicia unei astfel de ipoteze, dovedind că nu există acest interior lichid, fapt care a obligat pe petrografi să caute o altă zonă de origine a magmei. S-a putut dovedi că ea provine din mantaua solidă prin procese de mobilizare locală la adîncimi nu foarte mari. Chiar și după ce a fost descoperită existența nucleului extern lichid la adîncimea de 2 300 km, nimeni nu s-a gîndit să așeze atît de profund sursa magmei, ea rămînînd stabilită a fi în partea superioară a existenței stratului de viteză seismică redusă, care nu poate fi explicat decît printr-o stare semilichidă, s-a reluat vechea concepție, considerîndu-se că magmele provin dintr-o pătură unică, prezentă peste tot în glob și care este o topitură de silicați. Singura deosebire față de vechile concepții este adîncimea la care se situează topitura: nu în nucleu ci în mantaua superioară. De subliniat însă că stratul de viteză redusă nu este un lichid perfect căci permite trecerea undelor S, ceea ce duce la presupunerea că el este ori în stare vîscoasă, ori un amestec de faze, măsurătorile ducînd la rezultatul că o topire în proporție de 15% a unui solid satisface datele experimentale. Aceasta înseamnă că magma nu este pur și simplu acest strat ca atare, ci generarea ei necesită anumite procese care să ducă de la o stare semilichidă la un lichid.

Pentru ca mantaua superioară să ajungă din stare solidă în stare lichidă este necesară o energie termică de 100 cal pentru un gram de magmă produsă. În cazul materialului din stratul de viteză redusă, această energie este mai mică. Energia necesară pentru topire poate proveni din următoarele procese: (1) concentrare de substanțe radioactive; (2) energie eliberată de cutremure; (3) curenți de convecție; (4) panașe de manta (mantle plumes), adică coloane termice ascendente ce vin din mantaua inferioară; (5) căldura de frecare între plăci în zonele de subducție; (6) o transformare adiabatică datorită creșterii presiunii. Procesele de mai sus pot duce la o topire completă sau parțială a materialului de manta. În ultimul caz există procese suplimentare ce pot determina topirea completă și anume, o descreștere a presiunii, care coboară punctul de topire al materialului de manta, sau o creștere a conținutului în apă, care are același efect. Primul proces poate acționa direct asupra stratului de viteză redusă și, printr-o decompresiune bruscă poate determina fuziunea completă a materialului semilichid. Acest lucru se poate întîmpla în zonele de expansiune unde are loc un stress de distensie. Al doilea proces, îmbogățirea în apă, poate avea loc de exemplu în zonele de subducție, unde prin plonjarea plăcii, într-o zonă de temperatură mai crescută are loc o deshidratare cu eliberare de apă.

Compoziția magmei care ia naștere depinde de compoziția rocilor din zona de origine, de conținutul în apă și de gradul de topire al mantalei, care la rândul său depinde de temperatura și presiunea (adâncimea) zonei în care are loc topirea. O temperatură mai ridicată și un conținut mai mare în apă determină o topire puternică, iar o presiune mai mare diminuează gradul de topire. Topirea este un proces continuu ce se desfășoară între doi termeni ce reprezintă condiții limită: *topirea de echilibru*, când topitura și solidul rezidual sînt în echilibru pînă cînd este extrasă din sursă întreaga cantitate topită și *topirea fracționată*, cînd magma este extrasă continuu din sursă pe măsură ce avansează procesul de topire, astfel încît nu există nici un echilibru între sursă și topitură. Interesant este faptul că, dintr-o aceeași sursă solidă și care a suferit același grad de topire, cele două tipuri de fuziune duc la lichide foarte diferite în ce privește compoziția.

Topirea este prima treaptă în evoluția magmatică și care, după cum vom vedea mai departe, este strict dependentă de condițiile tectonice, fapt pentru care formarea magmelor joacă în teoriile tectonicii globale un rol de seamă. Prin răcire treptată magma se consolidează, materialul trecînd din nou în stare solidă. Aceasta este a doua treaptă a evoluției magmatice.

Din magma topită omogenă se formează prin răcire și consolidare rocile magmatice. Procesul nu este simplu și linear, căci nici faza lichidă de obîrșie și nici cea solidă rezultată nu rămîn compozițional constante, ci ele se modifică neconținut deoarece din soluție sînt extrase elemente în mod preferențial, conform unor echilibre de temperatură și presiune în continuă modificare. Procesul poartă numele de *diferențiere magmatică* și el generează dintr-o magmă inițial omogenă o suită de roci diferite, dar care se înrudesc chimic trădînd obîrșia lor comună.

Diferențierea magmatică în sens strict se referă doar la reacțiile ce au loc în cadrul magmei și la rocile pe care le generează. Diferențierea se efectuează prin procese multiple între care cele mai importante sînt (1) *licuația*, sau dezamestecul unei topituri în două lichide cu compoziție deosebită datorită imiscibilității lor parțiale la temperatură mai scăzută; (2) *diferențierea prin transfer de fază*, adică separarea unei faze gazoase și eliminarea unor componenți spre suprafață sub formă de bule gazoase; (3) *diferențiere prin convecție*, adică modificarea magmei prin curenți termici ce împrăștie neomogen unii componenți; (4) *diferențierea prin difuziune*, adică transferul selectiv a unor componenți ceea ce duce la o diferențiere chimică a masei magmatice omogene; (5) *diferențierea prin cristalizare fracționată*, de fapt procesul cel mai important, care face ca o dată separată o fază solidă sub formă de cristale, acestea ori să se depună gravitațional la fundul bazinului magmatic, ori dacă sînt mai ușoare, să fie purtate spre suprafață. Decantarea gravitațională duce la formarea unui strat solid de densitate mai mare denumit *cumulat*. În general prin fracționare lichidul rămas se îmbogățește în SiO_2 și alcalii.

În afara reacțiilor care au loc în cadrul magmei topite doar cu componenții ei proprii, magma se modifică și prin influențe străine, două procese fiind importante: (1) reacția magmei cu pereții bazinului magmatic, cînd anumite elemente care nu sînt ușor reținute de mineralele de manta (de ex. K, Rb, Sr, Ba, U, Th) migrează selectiv din pereți îmbogățind magma în compuși străini ei; (2) contaminare cu elemente alohtone magmei, roci de manta sau crustale, și care sînt topite și digerare de magmă, aceasta schimbîndu-și chimismul (asimilare).

Rezultatul final al tuturor acestor procese este trecerea integrală a magmei lichide în roci magmatice, care poartă în ele întregul bagaj informațional referitor

la mecanismele care au dus la formarea și consolidarea magmei. Acest bagaj este fixat în chimismul, mineralogia, structura și textura rocilor.

Tipuri de magme. Daly, în 1914 și apoi Bowen, în 1928, au fost primii care au considerat că magma de compoziție bazaltică stă la originea tuturor, sau aproape a tuturor rocilor magmatice. Afirmția se baza nu numai pe faptul că bazaltul reprezintă cea mai răspândită rocă pe glob, ci și pe faptul că în numeroase provincii geologice există serii de roci ce sînt derivate dintr-o magmă inițială de compoziție bazaltică. Bowen a discutat apoi mecanismele posibile de derivare a diverselor roci magmatice dintr-o astfel de magmă, andezitele, dacitele și riolitele fiind considerate ca produsele unor soluții reziduale aflate în stadii succesive de cristalizare fracționată.

Ulterior, Kennedy (1933) a arătat că există două tipuri diferite de magme bazaltice parentale ce prezintă direcții net diferite de diferențiere, indiferent de condițiile de cristalizare: (1) una este tendința spre saturare și suprasaturare în SiO_2 , care este o tendință nealcalină, și (2) o tendință de creștere a gradului de nesaturare în SiO_2 , care este o tendință alcalină. În cadrul tendinței nealcaline se poate separa o tendință de sărăcire a magmei reziduale în FeO^+ (prin FeO^+ înțelegîndu-se totalitatea fierului ca FeO), așa cum a arătat Bowen, ceea ce duce la separarea unei serii calco-alcaline, și o tendință de îmbogățire a magmei reziduale în FeO^+ , ceea ce duce la o serie tholeiitică, așa cum a arătat Fenner. În felul acesta se pot distinge trei serii nete de magme parentale, fiecare serie cuprinzînd un grup de tipuri de magme înrudite îndeaproape: (1) seria tholeiitică (TH); (2) seria calco-alcalină (KA); (3) seria alcalină (AL). Caracteristicile principale ale acestor serii pot fi deduse din prezentarea clasificării lor în funcție de minerele normative (fig. 2.46).

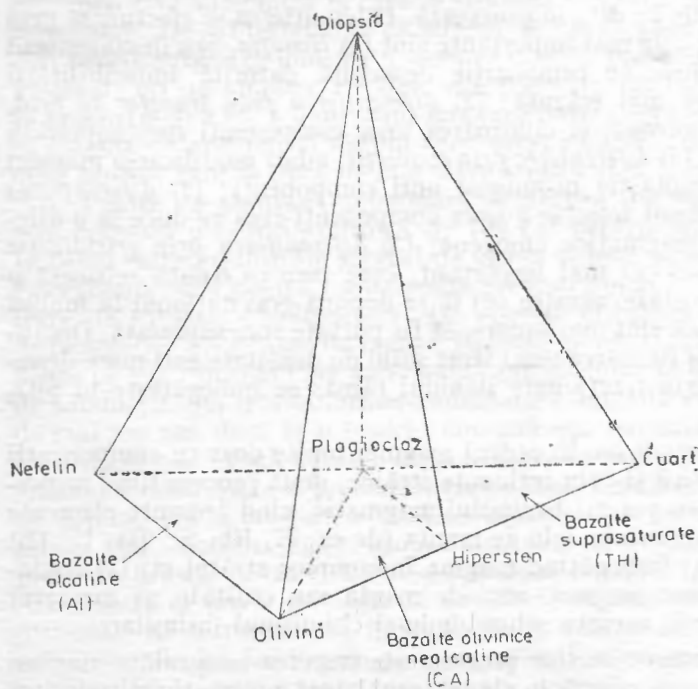


Fig. 2.46 — Clasificarea rocilor bazaltice în funcție de minerele normative (După Miyashiro, 1975).

1. Magmele tholeiitice conțin hipersten normativ împreună cu olivină și cuarț, proiectându-se astfel la dreapta planului olivină-plagiocalz-diopsid. Cristalizarea olivinei, plagioclazului și a clinopiroxenului deplasează magma reziduală spre dreapta, trecând de planul hipersten-diopsid-plagioclaz, după care olivina încetează să mai reacționeze cu magma reziduală. Seria care rezultă cuprinde bazalte tholeiitice-andezite-dacite-riolite, roca cea mai frecventă fiind bazaltele tholeiitice, relativ sărace în olivină. În mod secundar tholeiitele pot fi clasificate după conținutul în alcalii, de exemplu în *K* (bogate sau sărace în *K*).

2. Magmele din seria calco-alkalină conțin și ele hipersten normativ împreună cu olivină și cuarț, proiectându-se deci ca și tholeiitele la dreapta planului olivină-plagiocalz-diopsid. Mersul cristalizării deplasează, de asemenea, magma reziduală spre dreapta, dar fără să depășească planul hipersten-plagioclaz-diopsid. Se pare că diferența față de magmele tholeiitice se datorește unei mai mari fugacități a oxigenului din magmă, fapt care determină cristalizarea mai devreme a magnetitului, ceea ce sărăcește magma reziduală în Fe și o îmbogățește în SiO_2 . Distincția netă între magmele TH și CA determină ca atare o creștere rapidă în SiO_2 și o scădere în FeO în mersul cristalizării, într-o serie care urmărește însă succesiunea din TH, adică bazalte-andezite-dacite-riolite. Un alt caracter distinct îl reprezintă prezența hornblendei și a biotitului, care lipsesc în seria TH. În seria CA predomină andezitele, cu corespondentele lor intrusive, granodioritele, iar subordonat apar bazalte, riocacite, riolite și shoshonite, cu corespondentele lor intrusive.

3. Seria alkalină se proiectează la stînga planului olivină-plagioclaz-diopsid dar aproape de el, avînd puțin nefelin normativ. Cristalizarea olivinei, plagioclazului și piroxenului dintr-o astfel de magmă deplasează magma reziduală spre dreapta generînd seria de roci bazalt alcalin-hawait-mugearit-trahit (sau fonolit). Roca cea mai comună este bazaltul alcalin cu olivină, dar în ansamblu aceasta este seria cea mai puțin abundentă pe glob.

Distincția între cele trei serii de magme este ușor de făcut grafic pe diagrama de conținuturi în cîteva elemente majore. Astfel, într-o diagramă cu procente de SiO_2 pe abscisă și alcalii (Na_2O , K_2O) în ordonată, la un conținut egal de SiO_2 bazaltele Al se separă net de cele nealcaline (fig. 2.47). Pentru a se distinge între cele două serii nealcaline, TH și CA, se poate face apel la o diagramă ternară obișnuită FMA sau la o diagramă binară cu raportul FeO /MgO în abscisă și SiO_2 în ordonată (fig. 2.48).

Caracterizarea geochimică a tipurilor de magme. Elementele majore nu sînt totdeauna suficiente pentru a caracteriza tipuri de magme. Din această cauză se face frecvent apel la conținutul în elemente minore (elemente-urme) și la compoziția izotopică, care s-au dovedit a fi extrem de revelatoare în ce privește originea magmelor și pentru interpretarea lor în termenii tectonicii globale. În descrierea diverselor tipuri de roci și procese vom avea ocazia să facem adesea referiri la ele, fapt pentru care prezentăm aici doar cîteva noțiuni fundamentale.

Concentrația în elemente-urme poate varia în mod semnificativ în roci cu aceeași compoziție în elemente majore. Așa de exemplu, elemente precum Rb, Ba sau Cs pot varia cu două ordine de mărime între tholeiite cu conținut scăzut în *K* și bazalte alcaline. Tot așa între aceste două tipuri de bazalte pot exista diferențe de un ordin de mărime în raporturile Rb/Sr și K/Rb. Conținutul în elemente-urme în rocile eruptive poate da indicații asupra posibilei filiații a acestora din rocile ultrabazice cu conținuturi similare și care ar putea fi eventuale roci parentale.

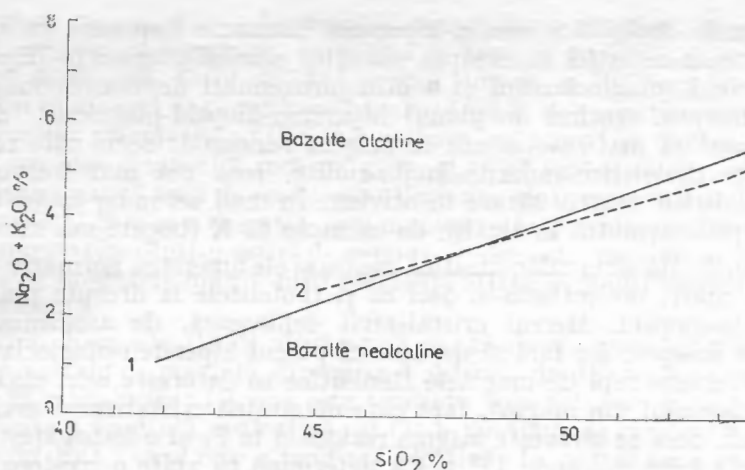


Fig. 2.37 — Conținutul în alcali în bazaltele alcaline și nealcaline. Linia 1 reprezintă limita dintre bazaltele alcaline și tholeiitele din Hawaii, iar linia 2 limita dintre rocile vulcanice alcaline și nealcaline din Japonia (După Miyashiro, 1975).

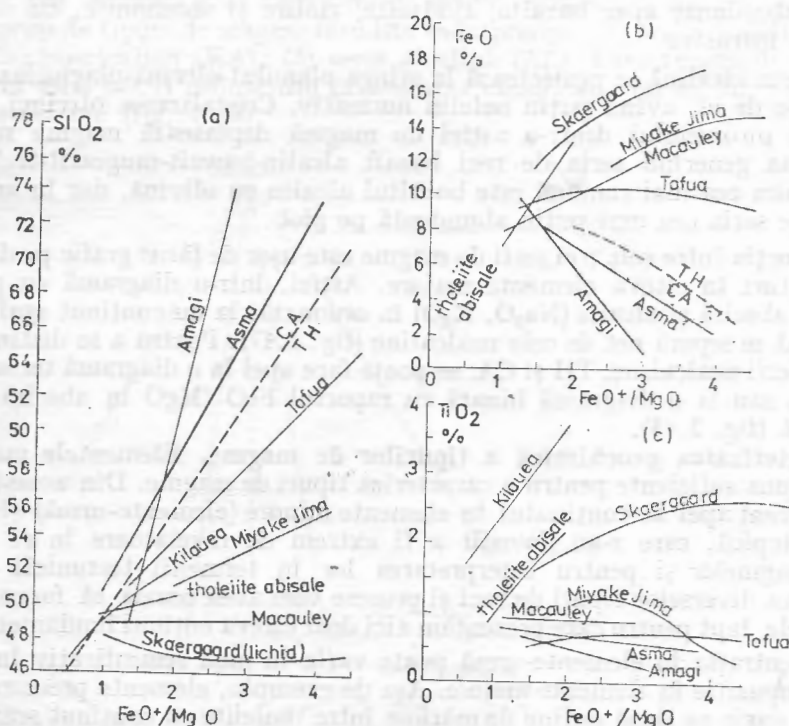


Fig. 2.48 — Delimitarea seriilor tholeiitice (TA) și călco-alcaline (CA) pe baza variației în SiO_2 , FeO și TiO_2 în funcție de creșterea raportului FeO/MgO în roci intrusive din Ins. Tofua, (arcul Tonga), Ins. Miyake Jima (arcul Izu-Bonin), Ins. Macauley (arcul Kermadec), Kilauea (Hawaii), Skaergaard (Groenlanda) și Amagi (arcul japonez) (După Miyashiro, 1975).

Un indicator prețios în această privință este *coeficientul de distribuție*, adică concentrația unui anumit element-urcă în faza solidă în raport cu concentrația în faza lichidă coexistentă. Acest coeficient permite estimarea cantității de magmă de o anumită compoziție ce poate fi extrasă dintr-o anumită rocă-sursă de manta sau crustală, sau arată câtă asimilare sau extracție de material din peretele bazinului magmatic este necesară pentru obținerea unui anumit tip de magmă.

Între elementele-urcă un loc deosebit de important îl ocupă elementele din grupa pământurilor rare (cunoscute în limba engleză ca REE prescurtare de la rare-earth elements)*, denumite și lantanide. Cele 15 elemente care ocupă în tabloul periodic locurile 57—71 sînt împărțite în lantanide ușoare (seria de la La la Sm) și lantanide grele (seria de la Gd la Lu), Eu ocupînd o poziție intermediară. Deoarece în distribuția geochimică a lantanidelor există un efect de număr par (elementele cu număr atomic par sînt mai abundente decît cele cu număr impar), pentru a se putea face comparații între diversele analize, concentrația este normalizată după conținutul elementului respectiv în meteoriții chondritici. Pentru aceasta se împarte conținutul într-un anumit element dintr-o rocă la conținutul în elementul respectiv aflat în meteoriții chondritici. Dacă într-o rocă conținutul în lantanide ușoare este mai mare decît valoarea din chondrite, deci raportul conținut în rocă/conținut în chondrite (raport denumit valoare normalizată) este supraunitar se spune că avem o *îmbogățire* (enriched pattern), dacă este mai mică (deci valoare normalizată subunitară) avem o *sărăcire* (depleted pattern), iar dacă valoarea este cea chondritică avem un conținut *conform* (flat pattern) sau chondritic. Un loc deosebit îl ocupă europiu (Eu), o rocă putînd să apară foarte îmbogățită sau foarte sărăcită în el. În ambele cazuri în diagrama lantanidelor apare un vîrf care este denumit *anomalie Eu* și care poate fi pozitivă sau negativă.

Conținutul în lantanide este extrem de sensibil la anumite mecanisme evolutive ale magmei. Așa de exemplu, există minerale (granatul) care elimină lantanidele, ceea ce face ca o îmbogățire să indice o echilibrare a topiturii cu faza solidă ce cuprinde astfel de minerale. Tot așa o îmbogățire survine și cînd minerale care discriminează lantanidele ușoare sînt extrase din magmă. O distribuție conformă este dată de topirea integrală a unei roci cu distribuție conformă sau topirea parțială a unei roci cu mineralele cu distribuție conformă (de pildă amfibolii) ce au contribuit în mod substanțial la generarea topiturii. Tot așa o anomalie Eu negativă reflectă îndepărtarea feldspaților prin cristalizare fracționată, după cum Eu anomalie pozitivă se explică printr-o acumulare de feldspați. Acestea sînt doar cîteva exemple, mult simplificate, pentru a arăta doar că studiul coeficienților de distribuție a lantanidelor poate duce la descifrarea unor mecanisme magmatice foarte complexe și strîns legate de evoluția tectonică.

O altă direcție de cercetare abordată în ultimul timp pentru descifrarea proceselor magmatice este studiul raportului dintre izotopii unui element. Se știe că raporturile izotopice sînt utilizate în radiometrie pe baza faptului că radioizotopii au o viață limitată, ceea ce permite calcularea timpului scurs de cînd într-o rocă are loc un proces de trecere a unui izotop în altul. Dacă se ia de exemplu raportul Rb/Sr, se poate determina vîrsta rocii respective după raportul dintre aceste două elemente, știut fiind timpul de transformare al Rb în izotopul Sr⁸⁷. În afara acestui Sr⁸⁷, în natură există și Sr⁸⁶, neradiogenic. În general cu cît o

* În limba română se utilizează și prescurtarea TR care vine din limba franceză (terres rares).

rocă este mai veche cu atât conținutul în Sr^{87} trebuie să fie mai mic și ca atare un raport $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ să aibă o valoare mai mică. Cu trecerea timpului are loc o îmbogățire în Sr^{87} (provenit din Rb), iar raportul $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ are o valoare mai mare. Într-o rocă eruptivă, după ce s-a determinat raportul Rb/ Sr^{87} și s-a aflat vârsta ei, se determină și raportul $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, există trei posibilități: (1) raportul să fie conform cu cantitatea disponibilă de Sr^{87} pentru vârsta respectivă; (2) raportul să fie mai mic, ceea ce ar indica un surplus de Sr^{86} , fapt ce poate fi interpretat ca o asimilare de către magma care a generat roca a unor roci foarte vechi; (3) raportul să fie mai mare, ceea ce ar însemna o creștere cantitativă în Sr^{87} radiogenic, deci asimilare de crustă tânără. De asemenea, deși nu se cunoaște, foarte bine distribuția Rb și Sr în rocile care ar putea reprezenta sursa pentru magmă, se poate demonstra că un raport ridicat $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ într-o magmă indică o proveniență crustală sau o asimilare de crustă, în timp ce un raport scăzut indică o sursă de manta. Raportul $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ poate duce de asemenea la recunoașterea întregii suite de roci eruptive aparținând unei aceleiași magme parentale, cu condiția că fracționarea să nu fi acționat asupra izotopilor ușori.

Relațiile dintre seriile magmatice și tectonică. Cele trei serii de magme bazaltice prezentate anterior au o distribuție dependentă de condițiile tectonice, fapt evidențiat mai ales de diviziunile structurale cu care operează tectonica globală. În fig. 2.49 sînt prezentate diversele medii tectonice și seriile magmatice corespunzătoare. După cum se vede, se disting două mari unități tectonice, marginile de plăci și zonele intraplăci. Primele se disting net din punct de vedere al magmelor: zonelor de expansiune le sînt caracteristice tholeiitele sărace în K iar zonelor de subducție rocile seriei calco-alkaline cu diverse subserii, între care nu lipsesc nici tholeiitele sărace în K. Mai complexe par a fi seriile eruptive intra-

Unități tectonice	Margini de placă		Intraplacă			
	Margini convergente (zone de subducție)	Margini divergente (dorsale oceanice)	Oceanică		Continentală	
			Bazin marin marginal	Bazin oceanic	Rift continental	Arie cratonică
Serii magmatice	1 Bazalte de arc vulcanic	2 Bazalte de expansiune	3 Bazalte de bazin marginal	4 Bazalte de insule oceanice	6 Bazalte continentale	
	Calco-alkaline	Tholeiite (K scăzut)	Tholeiite (K scăzut)	Alcaline și Tholeiite	Tholeiite și Alcaline (uneori bimodal)	Alcaline
	Tholeiite de arc Calco-alkaline Shoshonite K scăzut K ridicat					

Fig. 2.49 — Clasificarea magmelor în funcție de mediile tectonice considerate în lumina tectonicii globale (După Condie, 1976).

plăci, între care se disting bazinele marginale și rifturile continentale, cărora le sînt de asemenea specifice tholeiitele sărace în K. Aceasta arată că astfel de regiuni sînt de fapt tot zone de stress extensional, primele fiind zone de expansiune secundară iar rifturile continentale viitoare rifturi oceanice. În cadrul plăcilor propriu-zise apar magme alcaline, atît în cadrul oceanelor cît și al continentelor. În oceane ele apar în insulele intraoceanice (în Atlantic în Insula Sfînta Elena și altele, iar în Pacific în Hawaii) și în munții submerși (seamounts). De remarcat că în insulele axate pe rifturi (Islanda) apar atît roci derivate din magme alcaline cît și din seria tholeiitică, ceea ce se întîmplă de altfel și în rifturile continentale. Masivele eruptive cratonice au magmatitele exclusiv alcaline.

Diversele relații între seriile magmatice și elementele tectonice sînt prezentate în fig. 2.50. (1) În zonele de expansiune magma provine din astenosferă, în care o scădere a presiunii din cauza distensiunii duce la fluidizarea completă a materialului de manta care erupe prin rifturi. (2) În zonele oceanice din afara rifturilor magmele provin de la adîncimi mai mari, aduse la suprafață de coloane ascendente termice (panașe de manta), dînd naștere vulcanilor insulari, cu caracter alcalin și tholeiitic. Prin mișcarea plăcii pe deasupra punctului cald care generează coloana termică ascendentă, pe fundul oceanului rămîne o dîră vulcanică ce poate forma un întreg lanț vulcanic, o dorsală din punct de vedere morfologic dar care nu are caracterile tectonice respective, fapt pentru care poartă numele de *creste aseismice*. Așa sînt dorsalele Rio Grande și Walvis din Atlanticul de Sud, Creasta 90 Est din Oceanul Indian și lanțurile Gilbert-Marshall-Insulele Australe, Emperor-Hawaii-Tuamotu și Galapagos din Pacific. (3) În zonele de subducție magmele au o origine mai complexă. Materialul primar provine prin topirea crustei oceanice care se subduce și care, ca atare, este de natură tholeiitică. Topitura iese spre suprafață suferind asimilări puternice dar fluxul termic determină și topirea materialului de deasupra, din mantaua plăcii superioare și din crusta ei. Topiturile care iau naștere în crustă generează masivele granitice, iar ceea ce răzbate la suprafață generează vulcanismul calco-alcalin (denumit după roca predominantă și vulcanism andezitic). (4) La rifturile continentale regăsim panașele de manta de sub plăcile acoperite de oceane, cu o coloană ascendentă termică ce va

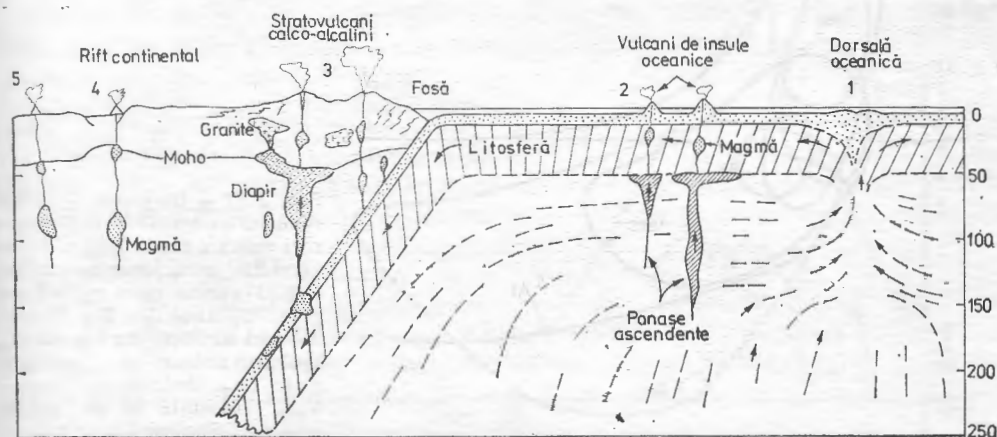


Fig. 2.50 — Secțiune schematică evidențiind relația dintre principalele serii magmatice și mediile tectonice considerate în lumina tectonicii plăcilor (După Ringwood, 1969, simplificată).

duce la spargerea plăcii de deasupra. Caracterul vulcanismului este adesea bimodal, atât tholeiitic cât și alcalin. (5) Situația cel mai greu de explicat este aceea a vulcanismului de pe vechile platforme continentale (cratone), unde de asemenea trebuie admisă acțiunea unor panașe de manta, fără ca ele să fi dus la spargerea plăcii. Prin deplasarea plăcii pe deasupra punctului cald, ca și în cazul insulelor vulcanice, vulcanismul poate lăsa o dîră ce materializează vectorul de mișcare, în lungul lui putîndu-se acumula mari cantități de bazalte, cum sînt trappele din Podișul Deccan sau din cratonul brazilian.

Mediul tectonic în care ia naștere și se consolidează o magmă pune o amprentă clară asupra compoziției rocilor derivate, fapt pentru care se pot opera raționamente genetice în două sensuri. Din analize concrete se pot deduce condițiile tectonice din zona de origine, sau invers, pentru zone tectonice cu condiții date pot fi elaborate modelele petrologice teoretice. Ambele căi s-au dovedit a fi egal de fructuoase în explicarea raporturilor magmatism/tectonică în lumina tectonicii globale dar mai ales prima cale deoarece ea permite reconstrucții paleogeografice extrem de precise. În principiu, pentru identificarea istoriei geologice a unei zone cu magmatite se compară rezultatele determinărilor chimice efectuate pe aceste magmatite cu cele obținute pe magmatite recente aflate în poziții bine determinate tectonic. Pentru aceasta ne stau la îndemînă mai multe studii de sinteză în care diversele serii de roci sînt separate pe diagrame foarte intuitive. Așa de exemplu, Miyashiro (1975) utilizează diagrame în care alcalinitatea este exprimată prin raporturile $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ la $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ și în care sînt delimitate cîmpurile de roci de arc insular de zonă de expansiune și de insule oceanice (fig. 2.51). Deoa-

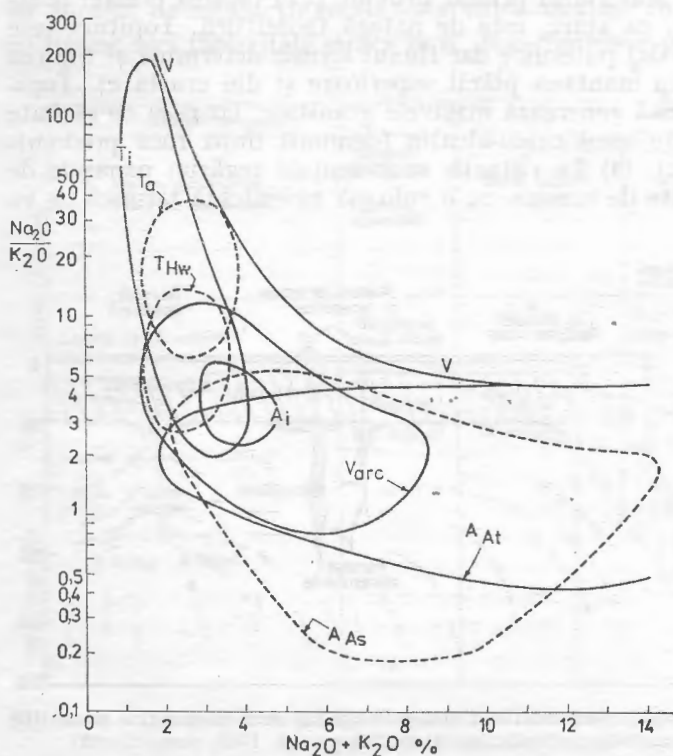


Fig. 2.51 — Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ raportat la $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ pentru roci terțiare tîrzii. Curba VV reprezintă limita superioară de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ pentru toate rocile proaspete. T_i tholeiite din Islanda; A_i roci alcaline din Islanda; T_a , tholeiite abisale (de fund oceanic); T_{Hw} , tholeiite din Hawaii; V_{arc} , vulcanite de arc insular; A_{At} , roci alcaline din Atlantic (cu excepția Islandei); A_{As} , roci alcaline din Asia de Est [(După Miyashiro, 1975)].

rece, după cum se vede, există suprapuneri de câmpuri, trebuie recurs la elemente mai sensibile la variațiile impuse de mediul tectonic. În acest sens foarte interesantă este metoda inițiată de Pearce și Cann (1971) care, utilizând conținuturile în Ti, Zr, Y și Sr reușesc să separe patru categorii de bazalte (Pearce și Cann, 1972); (1) bazalte de fund oceanic (adică de zone de expansiune); (2) tholeiite cu K scăzut; (3) bazalte calco-alcaline și (4) bazalte intraplăci. Pentru separarea primelor trei categorii autorii utilizează raportul Ti/Zr care permite delimitarea a patru câmpuri (fig. 2.52 a), în care însă repartitia diverselor tipuri de magmă nu este univocă (toate tipurile pot apare în câmpul B), fapt care arată că este necesar un mare număr de analize pentru o zonă ce urmează să fie determinată pentru a obține o concentrare cât mai bună de puncte. În diagrama (b), construită pentru raporturile Ti, Zr și Y sînt luate în considerare toate patru categoriile de magme, dar ea nu ajută decît la discriminarea a trei tipuri și anume, a tholeiitelor cu K scăzut (care se situează în câmpul A), a bazaltelor calco-alcaline (în câmpul C)

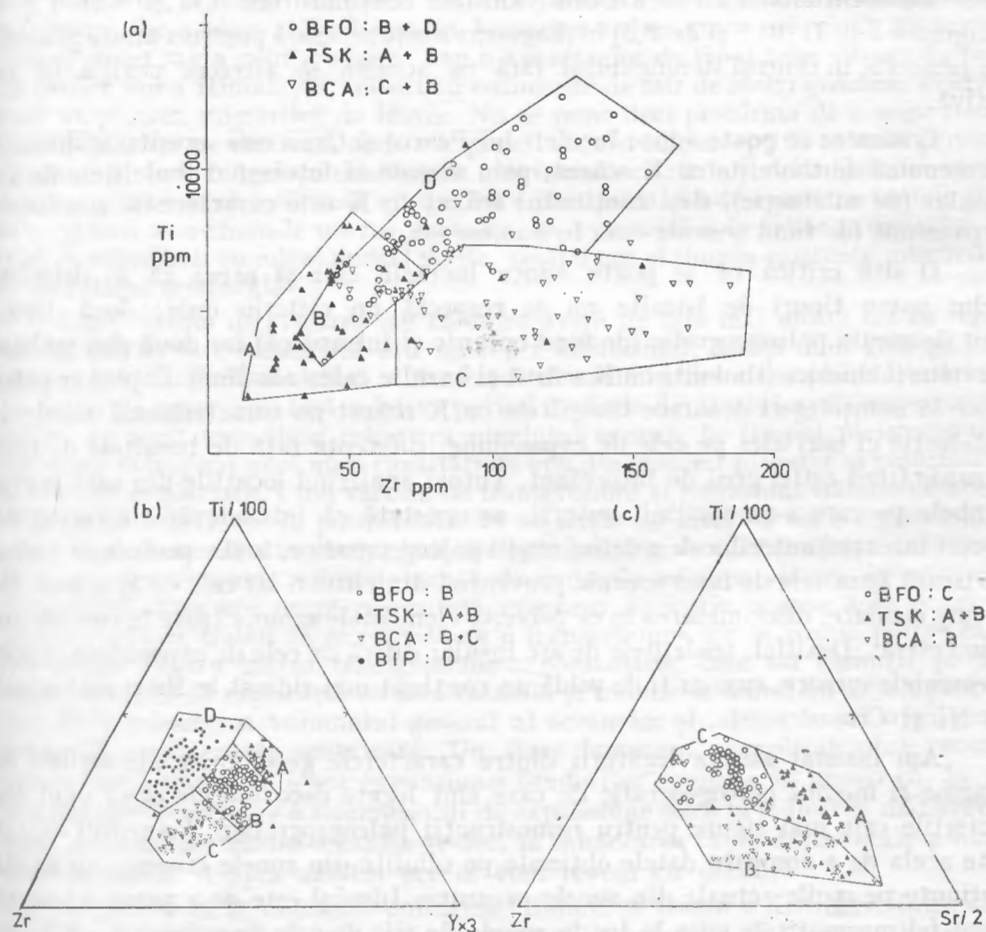


Fig. 2.52 — Diagrame pentru separarea, pe baza conținutului în elemente rare, a patru tipuri de bazalte recente. BFO, bazalte de fund oceanic; TSK, tholeiite sărace în K; BCA, bazalte calco-alcaline; BIP, bazalte de intraplăci (După Pearce și Cann, 1973).

și a bazaltelor intraplăci (în câmpul D). Bazaltele de fund oceanic cad în câmpul B, dar aici mai apar și bazaltele calco-alkaline și tholeiitele cu K scăzut, față de care nu se pot diferenția în această diagramă. Se utilizează de aceea o a treia diagramă (fig. 2.52 c) pentru Ti, Zr și Sr prin care se separă tholeiitele de fund oceanic (câmpul C), tholeiitele cu K scăzut (câmpul A) și bazaltele calco-alkaline (câmpul B). De subliniat că diagrama c nu poate fi utilizată decât pentru rocile proaspete, nu și pentru cele alterate. De aceea mersul unei determinări complete, pentru discriminarea celor patru tipuri de bazalte este următorul: cu diagrama b se separă bazaltele intraplăci. Dacă punctele rezultate din analize cad pe această diagramă în celelalte trei câmpuri, se recurge, pentru rocile proaspete la diagrama c, iar pentru cele alterate la diagrama a. În felul acesta se reușește, cu un mare număr de probe, să se separe toate cele patru tipuri de bazalte.

De menționat că modificarea valorilor conținuturilor ($Ti \cdot 10^{-2}$ și Y.3 în diagrama b și $Ti \cdot 10^{-2}$ și Zr .0,5) în diagrama c este necesară pentru a aduce punctele de proiecție în centrul triunghiului fără ca aceasta să altereze poziția lor relativă.

Critica ce se poate aduce lucrării lui Pearce și Cann este greșita utilizare a termenului de tholeiite cu K scăzut, prin aceasta ei înțelegând tholeiitele de arc insular (de subducție), deși conținutul scăzut în K este caracteristic zonelor de expansiune (de fund oceanic cum le numesc ei).

O altă critică ce se poate aduce lucrării este și aceea că în definirea celor patru tipuri de bazalte nu se respectă un criteriu unic: două tipuri sînt de mediu paleogeografic (de fund oceanic și intraplăci) iar două sînt pe bază de criterii chimice (tholeiite cu K scăzut și bazalte calco-alkaline). Faptul ar putea duce la neînțelegeri deoarece tholeiitele cu K scăzut nu caracterizează zonele de subducție ci mai ales pe cele de expansiune, diferența față de bazaltele de fund oceanic fiind astfel greu de întrevăzut. Totuși analizînd locațiile din care provin probele pe care s-au sprijinit autorii, se constată că într-adevăr ele corespund corect intenției autorilor de a defini medii paleogeografice, toate probele ce caracterizează bazaltele de fund oceanic provenind din rifturi, iar cele cu K scăzut din arcuri insulare, discriminarea în ce privește elementele minore luate în considerare fiind clară. Dealtfel, tholeiitele de arc insular diferă de cele de expansiune și prin elementele minore, cum ar fi de pildă un conținut mai ridicat în Ba și mai scăzut în Ni și Cr.

Am insistat asupra legăturii dintre caracterele geochimice ale seriilor de magme și mediul paleogeografic de care sînt legate deoarece ele oferă unul din criteriile cele mai sigure pentru reconstrucției paleogeografice. Procedul curent este acela de a compara datele obținute pe ofiolite din zonele orogene, cu datele obținute pe rocile actuale din zonele oceanice. Idealul este de a putea separa în acest fel măgmatitele puse în loc în zonele de rift de cele de subducție, de bazin marginal sau de insule oceanice. Pentru astfel de lucrări recomandăm cartea lui Coleman (1977) și articolul lui Myiashiro din 1975.

2. Mișcările pe verticală ale crustei.

Mișcarea pe verticală a crustei este un fenomen general de o mare importanță ea făcînd posibilă menținerea unui relief, în ciuda tendințelor de nivelare ale eroziunii, și prin aceasta de asigurare a unui ciclu evolutiv. Să ne imaginăm suprafața Pămîntului nivelată, în așa măsură încît ea ar fi acoperită de apă. Fără nici o porțiune exondată nu ar mai exista eroziune, în lipsa ei ar înceta sedimentarea și deci un transfer de masă, nu s-ar mai forma geosinclinale sau în orice caz ele nu ar mai fi umplute, iar întreaga viață tectonică ar înceta. Acest lucru nu se întîmplă însă din cauza forțelor care asigură neîncetat un dezechilibru orografic și ca atare transferul de masă pe calea sedimentării. Mișcările pe verticală sînt o realitate pusă în evidență în ambele sensuri, de ridicare și coborîre. Mișcarea de ridicare face posibilă examinarea la zi a vechilor structuri ale scoarței, și ajunge să amintim că batolitele granitice și faciesurile profunde ale șisturilor cristaline s-au format la adîncimi de peste 5 000 m pentru a ne da seama de importanța ridicărilor. În același timp formarea bazinelor sedimentare, de tipul Bazinului Transilvaniei sau a celui Panonic, sau a avanfoselor de tipul celei situate în fața Carpaților sau a Himalayei, uneori cu sedimente de mii de metri grosime, evidențiază amploarea mișcărilor de lăsare. Nu se pune deci problema de a nega realitatea mișcărilor pe verticală ci de a le pune în acord cu concepțiile actuale privind dinamica globului. Aceasta este cu atît mai necesar cu cît în jurul mișcărilor verticale s-au dus luptele cele mai aprige între partizanii și adversarii tectonicii globale, primii acordîndu-le un rol secundar, în avantajul mișcărilor orizontale, în timp ce adversarii au mizat numai pe ele, negînd pur și simplu existența mișcărilor de translație orizontală.

Cînd vorbim de ridicare sau coborîre avem de cele mai multe ori ca reper nivelul mării, care furnizează atît un reper altitudinal, dar și unul geologic, în funcție de el putîndu-se defini „adîncimea” de sedimentare a complexelor marine. Un astfel de reper este însă relativ, putînd depinde de nivelul apei, un exemplu grăitor în acest sens fiind coborîrea nivelului oceanic în timpul pleistocenului din cauza extragerii unei mari cantități de apă din oceanul planetar și polarizarea ei în calotele glaciare. Cînd vorbim de transgresiuni și regresii trebuie de aceea să avem în vedere dubla posibilitate, ca oscilația de nivel să fie o consecință a mișcării pe verticală a uscatului (mișcări epirogene) sau a apei (mișcări eustatice). În cazul eustatismului a fost invocată de exemplu mărirea vitezei de rotație a Pămîntului, care are drept consecință migrarea apei din oceane spre ecuator, fenomen care ar trebui să se resimtă ca o transgresiune iar în zonele polare ca o regresie. Pentru marea transgresiune cenomaniană, care s-a resimțit pe tot globul, o astfel de explicație nu este valabilă și trebuie să admitem un alt proces, cum ar fi micșorarea volumului general al oceanelor și „debordarea” apei peste marginile continentale anterioare. Un atare fenomen, neexplicat pînă recent, este susținut astăzi de ideea expansiunii fundurilor oceanice în sensul că, la un moment dat, o activare a fenomenului de expansiune duce la ridicarea mai accentuată a dorsalelor medio-oceanice și deci la micșorarea capacității totale a bazinelor oceanice. Asupra acestui proces vom reveni cu detalii.

Dacă trecem la mișcările epirogene, trebuie să facem o distincție între cele de ridicare și coborîre. În general mișcările de coborîre duc la formarea bazinelor sedimentare, care sînt distinse după natura substratului, aceasta putînd fi crustă oceanică sau crustă continentală. Cele situate pe crustă oceanică sînt considerate

bazine primare, cele pe crustă continentală, bazine secundare. Bazinele primare, respectiv oceanele, au fost mult timp puse pe seama mișcărilor verticale și V.V. Belousov (1970) a dezvoltat o întreagă teorie pentru a dovedi că cele două tipuri de crustă pot să se transforme dintr-una în alta, oceanele născându-se printr-un proces de „oceanizare” a crustei continentale, fenomen destul de misterios și neconvincător. Astăzi știm că bazinele oceanice au luat naștere printr-o mișcare pe orizontală, respectiv expansiunea fundurilor oceanice, dar trebuie accentuat că un rol important revine, în cadrul acesteia, și mișcărilor pe verticală.

În cadrul procesului de expansiune mișcărilor pe verticală sînt prezentate în două locuri distincte, în rift și pe flancurile dorsalelor. Mișcărilor verticale ce au loc în rift vor fi amplu analizate în capitolul dedicat zonelor de expansiune, unde vom vedea că, deși în aparență rifturile sugerează o structură de grabene, cu lăsarea părții centrale, în realitate este vorba de mișcări de ridicare pe flancurile riftului datorită unor procese complicate, termice și magmatice. În ce privește coborîrea flancurilor dorsalelor, care și ea va face obiectul unei expuneri detaliate, menționăm aici doar că este tot un fenomen termic. Plăcile pleacă din zonele de acrecțiune cu o mare cantitate de căldură, pe care o pierde treptat, ceea ce duce la o contractare și o mărire a densității. Din această cauză ele se scufundă lent în astenosfera subiacentă, cu o rată care este aproximativ rădăcina pătrată a vîrstei lor. Acest tip de coborîre ne relevă unul din principalele mecanisme ale mișcărilor pe verticală, diferențierile de densitate din cauza proceselor termice și el ne conduce a discuta cel mai important proces, acela care dă naștere la bazinele subsidente situate la marginea cîntinentelor.

Bazinele subsidente de tip atlantic. Marginile cîntinentelor sînt considerate, în lumina tectonicii globale, a fi de două tipuri: (1) margini active, care marchează o limită între două plăci, între care are loc un raport de subducție (margini de tip andin) și (2) margini inactive, în care limita cîntinent/ocean se află pe aceeași placă și unde deci nu au loc procese tectonice (margini de tip atlantic). Ultimele se caracterizează prin mari acumulări de sedimente, ce pot atinge mii de metri, și care evidențiază astfel un puternic proces de subsidență. Plecînd de la constatarea că în Munții Appalachii sînt prezente cîteva mii de metri de depozite paleozoice de facies de mică adîncime, Hall a admis, acum mai bine de un secol, că ele s-au acumulat prin lăsarea necontenită a fundului oceanic, creînd astfel conceptul de geosinclinal. Cu aceasta am ajuns la mecanismul de mișcare negativă a scoarței, considerat pînă nu de mult a fi cel mai important, încărcarea cu sedimente. Coborîrea unui segment de crustă datorită încărcării pare simplu dar imediat se pune întrebarea: care este mecanismul de lăsare din moment ce dedesubt nu există nici un loc gol?

Ca un prim răspuns s-ar putea invoca tasarea sedimentelor, care însă este evident insuficientă pentru o subsidență foarte activă, indicele de compactare fiind prea mic. Trebuie de aceea admisă o lăsare la nivelele mai profunde, și mult timp s-a vorbit de o „înfundare” a crustei în manta. Un astfel de proces nu este însă admisibil căci depozitele acumulate au o densitate mai mică decît mantaua subiacentă așa că în mod normal sedimentele se pot acumula cel mult pînă la umplerea bazinului, fiind procesul sistat prin dispariția acestuia.

Noile noțiuni asupra constituției părții superioare a globului ne arată însă că apăsarea unui pachet sedimentar asupra fundului oceanic se rezolvă mult mai profund, la interfața litosferă/astenosferă, depinzînd de calitățile reologice ale celor două pături. Realitatea fenomenului de „înfundare” a litosferei în asteno-

sferă este dovedită de un proces foarte bine studiat și pus în evidență, ridicarea izostatică a Scandinaviei. Aceasta a suferit în timpul pleistocenului o încărcare puternică datorită calotei glaciare ce atingea aproape 3 000 m grosime, ceea ce a dus la o puternică coborîre a litosferei în ansamblu. Eliberată de gheață acum circa 10 000 ani, în doar 800 ani, Scandinavia a început să se înalțe pentru a restitui echilibrul izostatic. Înălțarea a putut fi extrem de minuțios urmărită cu ajutorul plajelor marine, situate la înălțimi variabile și datate cu ajutorul radiocarbonului. Astfel, plaja cea mai veche, datînd de acum 9 200 ani, situată la 314 m înălțime, ar putea permite calcularea vitezei de ridicare, dar aceasta a fost inegală, atît în timp (mai rapidă în primele milenii), cît și în spațiu (mai accentuată în zona grosimii maxime a calotei), dar ca ordin de mărime poate fi citată viteza de ridicare de 10^3 – 10^4 mm/ 10^3 ani în intervalul 10^4 – 10^5 (Gutenberg, 1941). Reajustarea izostatică este atinsă astăzi în proporție de 90%. Rezultatul cel mai important al studiului ridicării Scandinaviei (dealtfel și al zonei Labrador din America de Nord) este acela al determinării unui strat de vîscozitate sub 10^{21} poise care a putut prelua surplusul de masă și care trebuie asimilat cu stratul de viteză seismică redusă, cu astenosfera (Walcott, 1972).

În ciuda acestei frumoase demonstrații de corelare între izostazie și mișcările pe verticală prin încărcare/descărcare, mecanismul nu poate fi extins căci alte exemple ne arată corelări diferite, cum ar fi (după Lliboutry, 1973):

- subsidență cu anomalie pozitivă: Cîmpia Panonică;
- subsidență cu anomalie negativă: Cîmpia Fergana;
- ridicare cu anomalie negativă: coasta Africii de Sud;
- ridicare cu anomalie pozitivă: Balcanii.

Acestea ne arată că singură izostazia nu poate explica formarea tuturor bazinelor subsidente și că există și alte mecanisme. Dar, chiar dacă acestea nu sînt cunoscute în detaliu, fenomenul de coborîre prin subsidență poate fi analizat pe baza cazurilor concrete cunoscute astăzi.

Să revenim la marginile inactive de continente și la marile acumulări subsidente de pe marginea lor pentru a vedea modul în care se realizează aici mișcările de lăsare. Orice margine inactivă de continent este născută dintr-o masă continentală mai mare care s-a spart și ale cărei margini s-au depărtat divergent, lăsînd la mijloc un bazin ce s-a mărit neconținut devenind un ocean. Procesul demarează prin acumulări de căldură (posibil migrarea plăcii cu continent pe deasupra unui punct cald) care duce la o ridicare termică, o protuberanță de 2–3 km înălțime (cum sînt de pildă platourile africane ce mărginesc marea vale de rift). Ea va fi atacată de eroziune atît subaerian, dar și subcrustal, prin topire, ceea ce are ca rezultat final o subsidență și formarea unui bazin cu fundul sub nivelul mării, în care începe deci sedimentarea. Fundul bazinului este o crustă continentală subțiată și ea va forma în viitor șelfurile continentale ale celor două Țări, care se conturează ca atare și care își dobîndesc identitatea odată cu desprinderea totală a crustei continentale și apariția crustei oceanice între ele (fig. 2.53 b). Formarea văii de rift are loc de-a lungul unor falii normale cu lăsarea părții centrale, și depinde de înclinarea faliilor ca zona de trecere de la crusta continentală la cea oceanică în formare să fie largă sau îngustă. Zona de trecere de la cele două tipuri de cruste (denumite în literatura americană „zona de atenuare continentală”) este extrem de importantă căci ea va suporta bazinele subsidente de acumulare maximă a sedimentelor. Ea cuprinde porțiunea în care crusta continentală trece de la o grosime de 20–25 km la zero, porțiune care are o lărgime

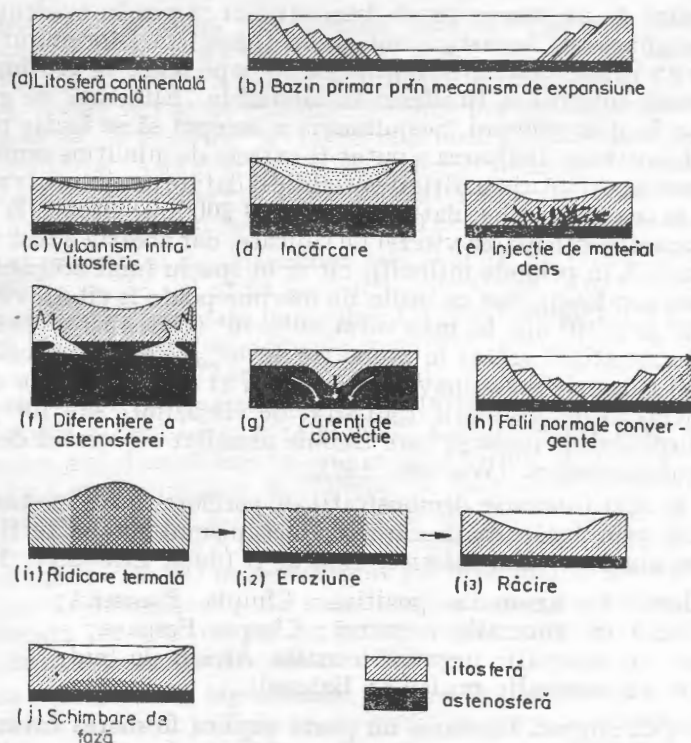


Fig. 2.53 — Diverse mecanisme de formare a bazinelor sedimentare prin mișcări de lăsare pe verticală. (a) Litosfera continentală normală; (b) Formarea de bazin oceanic prin mecanismul de expansiune; (c) Expulzarea unor mase magmatice intra-litosferice; (d) Încălcarea superficială cu apă, sedimente sau produse vulcanice mărește efectul de coborîre determinat de alte cauze; (e) Injecția de materii mai dense în crustă (magmatite bazice și ultrabazice determină un deficit de masă și coborîrea corespunzătoare; (f) Diferențierea astenosferei poate duce la o „eroziune sublitosferică” cu lăsarea consecutivă a suprafeței; (g) Lăsarea datorită ramurii descendente a unei celule de convecție; (h) Subțierea litosferei datorită unor falii normale convergente; (i₁) Acțiunea exercitată de trecerea peste un punct cald ce determină o dilatare, (i₂) apoi o eroziune și contractare termică cu formarea unui bazin sedimentar (i₃); (j) Schimbarea de fază cu ridicarea lui Moho ce are ca urmare o contractare.

de 60—80 km. Aceasta se referă la o margine continentală născută printr-o expansiune, dar se știe că procesul de rûpere a unei mase continentale are loc și în lungul unor falii transformate. Zona de atenuare pe astfel de rupturi este de numai 30—40 km lărgime, ceea ce înseamnă că panta cu care se termină continentul este mult mai abruptă. Diferența este importantă pentru tipul de bazin de sedimentare ce se va dezvolta în continuare în lungul marginii continentului.

O dată efectuată desprinderea, pe zona de atenuare și alături, pe crusta oceanică, începe sedimentarea, atât cea influențată oceanic (mîluri organice și anorganice, cinerite, material cosmic) dar mai ales cea influențată de continent.

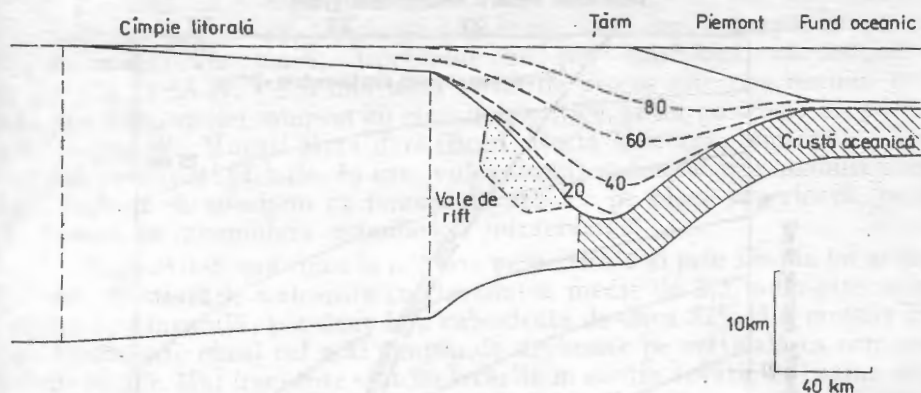


Fig. 2.54 — Capacitatea maximă de umplere cu sedimente a unui bazin sedimentar amplasat pe o margine continentală inactivă. Cifrele indică vârsta în acel loc a stivei sedimentare în raport cu momentul începerii expansiunii oceanice. Valea inițială de rift este figurată lateral pe considerentul că spargerea și formarea marginii plăcilor divergente se realizează asimetric (După Kinsman, 1975)

Prin acumularea de sedimente începe și subsidența, care va fi cu atât mai mare cu cât stiva este mai groasă, deci cu cât timpul de depunere a fost mai îndelungat. Astfel, după 30—50 milioane de ani de la începutul expansiunii, platformele continentale ajung sub nivelul mării și pe ele începe sedimentarea, la început sub forma unui piemont, ce va evolua apoi eventual într-un bazin subsident. În fig. 2.54 sînt înscrise vîrstele (în milioane de ani) ale sedimentelor depuse pe zona de atenuare și pe crusta oceanică juxtapusă. Umplutura văii de rift este figurată sub stiva de sedimente pe considerentul că ruptura care duce la o zonă de expansiune nu se face exact în mijlocul văii de rift ci lateral, umplutura văii de rift trecînd integral de o parte sau de alta.

Procesul descris mai sus calitativ, a fost testat cantitativ de Kinsman (1975) care a încercat să determine capacitatea maximă de umplere a unui bazin subsident în funcție de densitatea sedimentelor și grosimea crustei pe care are loc depunerea. Încercarea lui este redată în fig. 2.55 în care adîncimea maximă a unei stive de sedimente este raportată la densitatea rocilor componente și la grosimea crustei continentale. Ce ne spune diagrama? Că, de exemplu, într-un bazin dezvoltat pe o crustă de 20 km grosime, nu se pot acumula mai mult de 6 000 m grosime de sedimente marine deoarece după atingerea acestei limite nivelul umpluturii atinge suprafața mării și sedimentarea încetează. În același timp se vede că o crustă continentală de 30 km grosime se află în echilibru izostatic la nivelul zero, de unde concluzia că pe o astfel de crustă nu se pot forma bazine sedimentare marine, cel mult bazine continentale de mică dezvoltare. Reținem din aceasta că unul din factorii indispensabili în formarea unui bazin subsident este grosimea crustei continentale, ceea ce ne duce la analiza modulului în care poate avea loc o subțiere a unei astfel de cruste.

În concluzie, marginile continentale de tip atlantic sînt sediul unor mari stive de depozite care sînt acumulate în depresiuni formate pe seama lăsării, atît

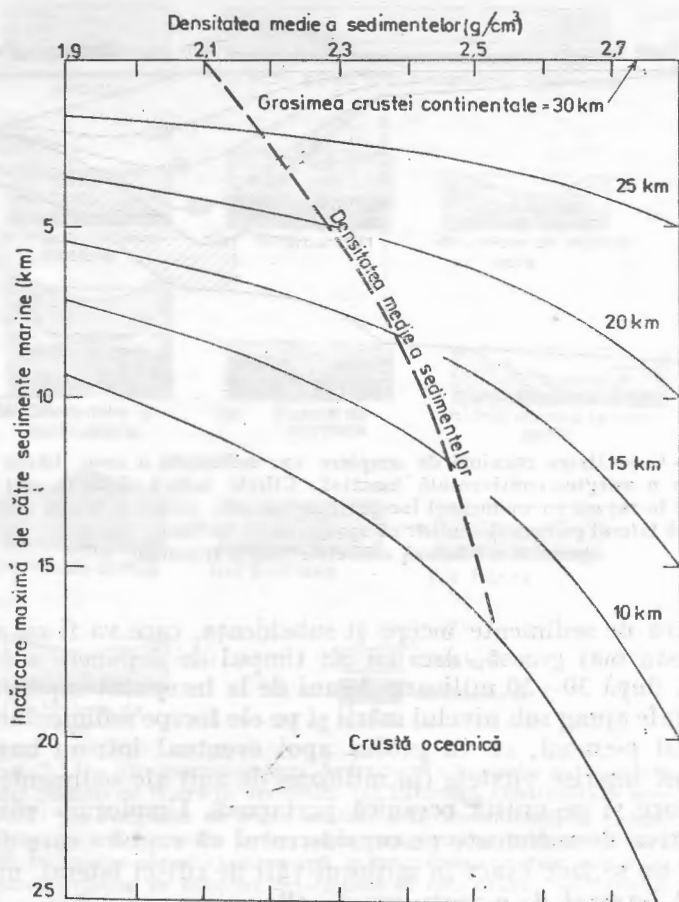


Fig. 2.55 — Potențialul de încărcare izostatică a crustei continentale și oceanice de diverse grosimi. Cu linie întreruptă este trasată densitatea medie a sedimentelor, variabilă în funcție de adâncime ca urmare a compactării (După Kinsman, 1975).

a crustei oceanice adiacente conținutului, cât și pe zona de tranziție a crustei continentale. Sedimentarea prelungită nu se datorește însă greutateii lor ci invers, ele sînt acumulate datorită subsidenței, care are alte cauze.

Bazinele subsidente intracontinentale. Bazinele sedimentare intracontinentale sînt mai interesante pentru evidențierea mișcărilor verticale deoarece la ele fundamentul fiind unic, sialic, mișcarea este de coborîre pură. Pentru formarea lor sînt de luat în considerație următoarele procese: (1) redistribuirea materiei în cadrul litosferei, fără modificarea flotabilității ei; pierderea flotabilității litosferei, cu lăsarea consecutivă a suprafeței, ca urmare a (2) încărcării suprafeței prin depozite supraadăugate; (3) injecții de materii mai dense; (4) eroziune „subcrustală”; (5) eroziune subaeriană; (6) modificări de temperatură; (7) modificări de fază mineralogică sau chimică.

1. Procesul de coborîre cel mai simplu de imaginat este expulzarea unei mase magmatice care edifică aparate vulcanice, între care iau apoi naștere, datorită deficitului de masă, depresiuni ce pot funcționa ca bazine sedimentare (fig. 2.53 c). Pe seama unui astfel de proces este pus bazinul permian Bozen din Alpii sudici, umplut cu cinerite riolitice, și tot pe seama lui pot fi puse micile bazine din Munții Metaliferi (Brad, Roșia Montană, Săcărîmb). Desigur, în lumina tectonicii globale, în care vulcanismul andezitic este atribuit unei subducții, trebuie să admitem că fenomenul are loc pe placa superioară, pe seama unor bazine de acumulare magmatică intracrustală.

2. Magmatitele pot duce la o lăsare pe verticală și prin simpla lor acumulare pe crustă. O stivă de vulcanite cu densitatea medie de 2,5, adăugate subaerian pe crusta continentală, pot duce la o subsidență de circa 82% din propria lor grosime. Acesta este cazul cel mai simplu de deplasare pe verticală ca urmare a încărcării crustei. Mai frecvente sînt încărcările în mediu acvatic în bazine sedimentare ce pot fi marine (de exemplu Marea Baltică dispusă pe un fundament sialic) sau lacustre. În principiu problemele care se pun sînt aceleași cu cele analizate anterior la marginile subsidente de tip atlantic, cu deosebirea că explicațiile sînt mai greu de găsit, aici neputînd fi invocată răcirea litosferei. Dar, ca și acolo, acumularea de sedimente nu este cauza lăsării suprafeței ci invers, lăsarea determină acumularea. Cauzele lăsării trebuie de aceea căutate în unul din mecanismele ce vor fi descrise mai jos, aici urmînd să ne ocupăm de cîteva aspecte particulare.

Oscilațiile glacio-eustatice ale Lacului Boneville din S.U.A. au arătat că răspunsul izostatic la încărcarea crustei este sensibil chiar la greutate mică, adică la 10 bari, ceea ce corespunde la 100 m de apă sau la 40 m de sedimente. În același timp reechilibrarea izostatică este extrem de rapidă fiind realizată în proporție de 90% pentru o pătură de apă de 100 m în 10^4 ani, cu o ridicare verticală de aproximativ 10^4 mm/ 10^3 ani. Acest răspuns prompt denotă o plasticitate accentuată a astenosferei și poate explica denivelări, pozitive și negative, survenite relativ rapid după ce a avut loc o modificare (termică sau chimică) la adîncime (Crittenden, 1963).

O altă chestiune interesantă este aria pe care se face resimțită o încărcare suplimentară a crustei continentale. Aceasta depinde de rigiditatea la flexură a crustei, problemă de care s-au ocupat numeroși cercetători (Brothie și Silvester, 1969, Walcott, 1970, 1972; Ten Brink, 1972 etc.). Se apreciază în general că rigiditatea la flexură a litosferei oceanice este o treime din cea a litosferei continentale și că lungimea de undă a deformării este mai mare sub apă sau sub o pătură de sedimente decît subaerian. Raza de acțiune este de 50—200 km, depinzînd de natura substratului și a materialului de încărcare, de suprafața pe care are loc încărcarea și de greutatea ei. Cunoașterea precisă a acestor parametri este extrem de importantă căci ne lasă să definim structura bazinelor sedimentare intracontinentale. Dacă încărcarea este punctuală, rigiditatea la flexură poate fi depășită, și pe marginea bazinelor iau naștere falii. Este cazul majorității bazinelor sedimentare intramontane din Carpați, delimitate de falii, nuși a marginii de est a Bazinului panonic care poate fi de natură flexurală.

În sfîrșit, pentru a ne putea da seama cît de variate au fost condițiile de lăsare a crustei în decursul istoriei geologice, prezentăm în figura 2.56 curbele de subsidență a cîtorva bazine continentale și de margine continentală. Curbele pleacă de la un zero comun (nu sînt plasate deci în contextul istoriei geologice) și indică subsidența totală. Cifrele reprezintă rata medie de lăsare în metri/milion

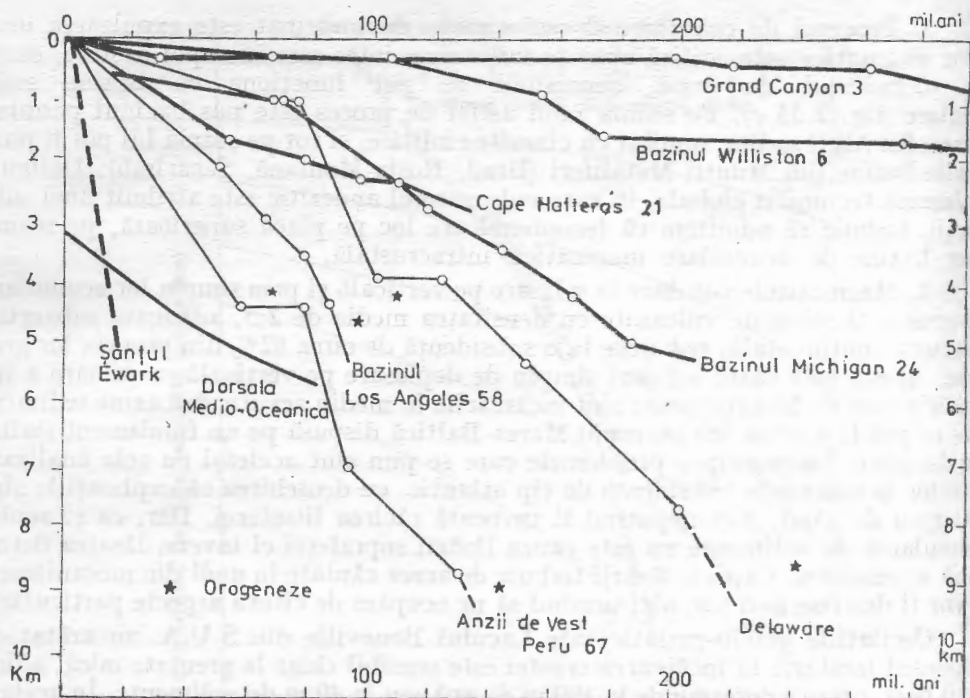


Fig. 2.56 — Viteza de sedimentare în diverse bazine dedusă din raportarea grosimii totale a depozitelor la durată cît a avut loc sedimentarea. Cifrele indică viteza medie de subsidență (în m/milion de ani) (După Fisher, 1975).

de ani. Trasarea curbilor a fost făcută prin calcularea grosimii depozitelor ce revin diferitelor unități de timp geologic. Atrag atenția cele două extreme: Bazinul Grand Canyon care timp de 300 milioane ani nu a avut decît o coborîre extrem de lentă, și Bazinul Chiclayo din Anzii de Vest, care în 140 milioane ani a acumulat aproape 10 km de sedimente.

3. Dacă trecem acum la analiza cauzelor ce pot determina o coborîre a suprafeței, un loc de seamă îl ocupă perturbarea echilibrului izostatic prin modificarea distribuției densității maselor ce alcătuiesc litosfera. Așa de exemplu o intruziune de roci bazice de densitate $2,9 \text{ g/cm}^3$ pătrunzînd în crusta continentală de $2,6\text{--}2,8/\text{cm}^3$, are efectul de încărcare ce poate duce la o coborîre a suprafeței, creîndu-se condițiile formării unui bazin sedimentar. Mecanismul a fost susținut cu ardoare de Belousov (1962) sub numele de „bazificare” dar rămîne de dovedit că în crusta continentală au avut loc într-adevăr intruziuni de roci bazice și ultrabazice, formațiuni considerate astăzi a proveni numai prin acrețiune în zonele de expansiune și care ajung în contact cu crusta continentală prin procese orogene (adăugare de complexe de subducție sau prin obducție).

4. Tot o modificare a distribuției maselor litosferice este subțierea ei prin eroziune subcrustală, proces luat în considerare de numeroși autori. Subțierea crustei continentale, indiferent prin ce proces, duce în mod obligatoriu la o sedimentare subacvatică conform datelor de mai jos:

Grosimea crustei continentale	30	25	20	15	10	5	km
Pătură de apă deasupra	0	1,1	2,2	3,2	4,3	5,4	km

Ele arată că o crustă continentală de 30 km grosime, aflată la nivelul mării, și compensată izostatic, dacă este subțiată cu 5 km rămâne compensată dacă are deasupra un strat de apă de 1,1 km, după cum o crustă compensată, de 5 km grosime, trebuie să aibă deasupra un strat de 5,4 km de apă (Kinsman, 1975). Aceste cifre ne arată că subțierea crustei continentale este unul din cele mai eficiente mecanisme prin care sînt create condițiile pentru o sedimentare pe un continent. Rămîne să vedem cum se poate realiza o astfel de subțiere.

Subțierea litosferei poate fi concepută ca un proces profund, mecanism luat în considerare de Gilluly (1964) și Alvarez (1972) sau ca proces supracrystal, de eroziune subaeriană, cum consideră Hsü (1965). Eroziunea profundă este cunoscută sub numele de „eroziune subcrustală” și ea poate fi concepută ca avînd o repercusiune asupra suprafeței deoarece la limita crustă/manta are loc o modificare de substanță, de densitate. Dar de fapt, sub numele de „eroziune subcrustală” majoritatea autorilor înțeleg un proces la limita litosferă/astenosferă, unde se poate concepe de exemplu o ridicare a temperaturii datorită unui curent de convecție cu topirea bazei litosferei și care poate determina o coborîre a nivelului suprafeței. Un astfel de proces are loc sub dorsale și duce la formarea rifturilor continentale și apoi la spargerea plăcilor, dar în fazele incipiente generează un bazin sedimentar (fig. 2.53 g). Pe seama unei eroziuni sublitosferice de acest tip trebuie pus grabenul Rinului, al Baicalului și Depresiunea Afar, care toate cuprind stive groase de depozite sedimentare.

În legătură cu mișcările care au generat bazinele sus menționate trebuie să adăugăm că în formarea lor un rol important a revenit faliilor normale convergente, care și ele pot duce la o subțiere a litosferei (fig. 2.53 h). Este ceea ce se numește o „gîtuire” (necking) a litosferei dar în care mecanismul principal este cel de mișcare divergentă pe orizontală (distensie), grabenul fiind un efect secundar, pe verticală.

5. Subțierea crustei prin eroziune de suprafață este considerată de Hsü (1965) principala cauză a coborîrilor pe verticală. Deși asupra vitezei de denudare a crustei s-a scris foarte mult, datele existente sînt încă neconcludente fiind foarte divergente. Ținînd seama de cei trei factori determinanți (relief, climat și rocă) cifrele avansate pentru viteza de eroziune sînt de 900 mm/10³ ani pentru regiuni înalte (Schumm, 1963) și de 40—170 mm/10³ ani pentru teritoriul S.U.A., cu media de 60—70 mm/10³ ani (Judson și Ritter, 1964), valori determinate pe baza dinamicii actuale a eroziunii. Pe considerente geologice (estimări pe 10⁷—10⁸ ani), Menard (1961) și Gilluly (1964) au calculat 20—40 mm/10³ ani pentru bazinul Mississippi și 210 mm/10³ ani pentru Himalaya. Pe baza acestor estimări, deși foarte largi, se poate aprecia că eroziunea subaeriană este un factor important, ce poate subția crusta pînă cînd ajunge sub nivelul mării, conform cifrelor prezentate anterior, ajungînd la inițierea unei sedimentări. Există însă două argumente care pledează împotriva aplicării rigide a unui calcul conceput doar cifric, nu geologic. În momentul în care eroziunea a îndepărtat o tranșă de crustă și pentru restaurarea echilibrului izostatic se instalează o pătură de apă, eroziunea nu mai poate progresa și procesul stagnează. Dar, chiar dacă admitem că eroziunea poate subția considerabil crusta, se pune întrebarea, cel puțin pentru unele cazuri, unde s-a dus tot materialul îndepărtat? Acesta este motivul pentru care mulți autori (de pildă Sheridan, 1974), adepți ai ideii unei subțieri crustale, pre-

feră procesul de eroziune sublitosferică celui supracrystal. Totuși, eroziunea de suprafață joacă un rol important în alt mecanism, cel care se bazează pe oscilații termice.

6. Să presupunem că o placă ce poartă un continent trece peste un punct cald. Faptul va determina o încălzire a bazei litosferei și ca urmare, o dilatare termică, ce se va repercuta pînă la suprafață, unde va crea o protuberanță (fig. 53. i_1). Aceasta va fi supusă unei eroziuni puternice, care va egaliza relieful, creînd însă un deficit de masă (fig. 53. i_2). Dacă apoi litosfera se va răci, ajungînd din nou la temperatura normală, efectul de dilatare va dispărea dar, din cauza deficitului de masă, vechea protuberanță se va transforma într-o depresiune (fig. 2.53 i_3). Un exemplu numeric evidențiază bine efectul. Să considerăm o litosferă de 100 km și în ea o crustă sialică de 34 km grosime, de densitate 2,91, stînd pe o manta superioară de densitate 3,35. Dacă intervine în litosferă o încălzire dată de un flux de 1,0—1,2 HFU, ridicarea suprafeței, din cauza dilatării termice, este de aproximativ 2 000 m. Dacă eroziunea îndepărtează acești 2 000 m, crusta continentală se reduce la 32 km, dar pentru conservarea echilibrului izostatic, înălțimea suprafeței se va reduce numai cu 210 m. Dar, prin aceasta se modifică condițiile termice din manta, care începe să se răcească mai repede, ceea ce va duce la redobîndirea densității inițiale. Ca urmare are loc o contracție și suprafața va coborî cu încă 170 m, ceea ce va face un total de 380 m coborîre. În bazinul astfel creat începe sedimentarea, greutatea sedimentelor mărind subsidența (Falvey, 1974).

Considerațiile de mai sus l-au făcut pe Hsü să afirme că orice ridicare a crustei este în mod obligatoriu transformată într-un bazin sedimentar, acesta fiind drumul normal de formare a geosinclinalelor.

7. Cele mai interesante mecanisme de oscilație a suprafeței Pămîntului sînt însă cele generate de modificări de fază mineralogică sau petrografică. Una din ipoteze (Kennedy, 1959) a fost amplu discutată în capitolul precedent și ea se bazează pe modelul gabbrou-eclogit pentru Moho. Cele două substanțe fiind izochimice, trecerea dintr-una în alta este condiționată doar de temperatură, dar ea se face cu schimbare de volum din cauza densității mai mari a eclogitului. Astfel, o încălzire la nivelul Moho duce la ridicarea limitei și transformarea unei părți a gabbroului în eclogit, operație ce duce la o reducere de volum ce se repercutază la suprafață printr-o coborîre de relief (fig. 2.53. j). Invers, o răcire duce la mutarea lui Moho mai jos, cu transformarea unei părți de eclogit în gabbrou, mai puțin dens, ceea ce are ca efect o ridicare epirogenică.

Mecanismul descris mai sus este valabil și pentru un model cu Moho ca limită între gabbrou și peridotit. Printr-o ridicare de temperatură o parte din baza stratului de gabbrou se poate transforma în eclogit, mai dens, ceea ce duce la o coborîre, accentuată și de dezechilibrul gravitațional, din cauza eclogitului mai greu decît serpentinitul (Ringwood, 1966).

Tot un proces similar este conceput și de Hess (1955), care vede însă în Moho o transformare chimică și anume, serpentinizarea peridotitelor, presupuse de el a forma mantaua superioară. Serpentinizarea, care reprezintă adăugarea de apă, determină o ridicare puternică, supusă eroziunii. Prin aceasta izoterma de serpentizare este coborîtă și are loc un proces de deshidratare, adică de „deserpentinizare”, cu contracția respectivă, generatoare a unei coborîri.

Dintre toate mecanismele luate în discuție, cel care se bucură în momentul de față de cea mai largă audiență este cel al schimbării de fază în cadrul unui Moho considerat ca limită între gabbrou și eclogit sau peridotit.

Ridicările epirogenice. Mișcările de ridicare pe verticală sînt tot atît de importante ca și cele de coborîre, ele asigurînd viața tectonică a crustei prin crearea dezechilibrului morfologic și întreținerea eroziunii. Dacă pentru mișcările de coborîre gravitatea constituie un parametru totdeauna prezent și ușor de mînit, pentru mișcările de ridicare, ce sînt antigravitaționale, trebuie invocate forțe adesea considerabile. Să ne gîndim numai că în fundul Oceanului Pacific se găsesc formațiuni marine jurasice, aflat la 4 000 m adîncime, iar corespondentul lor, situat cîndva la același nivel, se găsește pe culmile Anzilor la 6 000 m înălțime. Care sînt forțele și procesele care duc la o astfel de denivelare?

Deși întrebarea pare pusă pentru a atrage atenția asupra dificultății problemei, în realitate este mai ușor de conceput „cum se mișcă în sus” decît „cum se mișcă în jos” suprafața Pămîntului pentru motivul că nu se mai pune problema volumului suplimentar. Pentru ridicarea unui munte este oriunde loc, dar nu și pentru adîncirea unui bazin. În cazul ridicărilor trebuie găsită doar forța denivelatoare.

Mișcările de ridicare au fost puse de numeroase teorii la baza însăși a tectogenezei. Astfel, Maxwell (1968, 1973) consideră activitatea tectonică ca un proces de diapirism în care astenosfera, fiind în stare viscoasă, este presată litostatic, rîdicîndu-se spre suprafață în mod analog diapirelor saline. Protuberanțele de astenosferă ar fi cauza dorsalelor medio-oceanice precum și a catenelor orogenice, ambele structuri fiind înălțări cu gradient mari termice.

Pentru Belousov (1962) rolul important în tectogenază revine diferențierilor din manta care duc la acumularea unor mase sialice sub forma de intruziuni granitice. Conținutul ridicat al acestora în substanțe radioactive duce la o încălzire, cu dilatare termică corespunzătoare, și în final la o ridicare. Dar, după cum există un proces de „granitizare”, există altul opus, de „bazificare” prin care granitele sînt transformate în roci bazice, ceea ce duce la formarea unor depresii, a oceanelor, de unde și termenul de „oceanizare”. Cu ajutorul lui, Belousov explică dispariția punților intercontinentale și modificările paleogeografice, pentru a nu face apel la mișcări tangențiale, la deriva continentelor. Teoria lui Belousov rămîne însă o pură speculație, nefiind argumentată nici geochimic și petrologic și nici susținută prin date geofizice.

Spre deosebire de Belousov, Van Bemmelen (1976) admite deriva continentelor și mișcările tangențiale, dar ca un efect secundar al mișcărilor verticale. Acestea au loc sub forma de *undații*, un fel de celule de convecție, care sînt de cinci categorii, după dimensiuni. Megaundațiile, cu diametre de 10 000 km, încep la limita nucleu/manta și ele sînt cele care determină deplasarea plăcilor litosferice. La această scară undațiile reprezintă doar o explicație pentru procesele statuate și de tectonica globală, admise de Van Bemmelen, dar reinterpretate la scară de detaliu. De subliniat că și el admite o oceanizare a crustei sialice printr-un proces de transformare chimică (evaziune de H_2O , CO_2 etc.) care o face mai grea și prin pierderea stabilității se scufundă în astenosferă.

Dar nu prin astfel de exerciții teoretice gratuite pot fi explicate marile ridicări ale crustei ci pentru ele trebuie găsite mecanisme verosimile și bine documentate, geochimic și geofizic. În acest sens în analiza mecanismelor de coborîre am menționat și unele procese de ridicare, ca un corolar indispensabil. Între acestea amintim: (1) dilatarea termică prin încălzirea bazei litosferei datorită unui curent de convecție sau a unui panăș de manta; (2) dilatarea ca urmare a unei schimbări chimice (serpentinizare) sau mineralogice (transformarea eclogitului

în gabbrou). Cu ajutorul lor pot fi explicate marile bombări continentale și cele care vor da naștere rifturilor oceanice, dar ele nu sînt suficiente pentru cele mai importante accidente pozitive ale crustei, lanțurile muntoase. Pentru acestea tectonica globală oferă o explicație, pe cît de simplă, pe atît de elegantă.

Marile denivelări orogenice actuale sînt legate de zonele de subducție, de unde concluzia că orogeneza este o consecință a subducțiilor, fapt dovedit și de vechile lanțuri cutate. Prin subducție are loc o mărire a litosferei, atît pe orizontală, prin adăugarea materialului din fose și cel răzuit de pe placa inferioară, dar și pe verticală, prin dublarea litosferei (placa care se subduce situată sub cea superioară). Acest ultim fapt determină un dezechilibru izostatic ce nu poate fi redus decît printr-o ridicare generală. Ea este accentuată de fenomene auxiliare. Astfel, coborîrea plăcii reci în astenosferă determină o încălzire, prin procese multiple pe care le vom analiza în detaliu într-un alt capitol, încălzire care operează o dilatare termică. Schimbările de fază, impuse de placa care coboară, sînt însoțite în general de o expulzare de material (de pildă deshidratarea unor minerale) care determină o mărire de volum. Placa care se subduce generează puternicul magmatism calco-alkalin prin care sînt puse în loc batolite granitice și sînt edificate lanțurile vulcanice pe placa superioară. Deși s-ar putea argumenta că acestea rezultă din reciclarea unui material existent deja în placă și în mantaua de deasupra ei, și deci nu mărește greutatea, efectul este totuși de mărire de volum căci se trece de la un material mai dens (crusta oceanică bazică) la unul mai puțin dens (magmatitele calco-alkaline). Ar mai fi de adăugat că la aceste procese, care duc în mod inevitabil la ridicări deasupra oricărei subducții, în cazul coliziunilor continent/continent efectul de îngroșare a litosferei este și mai puternic, aici avînd loc și dedublări intracrustale (pînze de șariaj), fapt pentru care și compensarea izostatică este mult mai puternică și ridicarea lanțurilor muntoase mai accentuată.

În încheiere subliniem faptul că ridicarea epirogenică a lanțurilor de munți ca efect al unei reechilibrări izostatice a fost invocată și înaintea apariției tectonicii globale. Diferența rezidă în amploarea și profunzimea la care este presupus a avea loc fenomenul: înainte doar în crustă, acum mult mai profund, în astenosferă.

TEORIA PLĂCILOR LITOSFERICE

I. MARGINILE DE PLĂCI DIN PUNCT DE VEDERE GEOMETRIC

Tectonica plăcilor este o teorie ce reunește aproape toate domeniile de cunoaștere ale globului, valabilă la scara acestuia și care, prin virtuțile sale cantitative, are putere predictivă. Desigur, nimeni nu a pus vreodată la îndoială posibilitățile predictive ale geologiei, pe această trăsătură bazându-se întreaga activitate de prospecțiune, dar ea nu a reușit niciodată să opereze în acest domeniu cu raționamente cantitative. De asemenea, geologia a lucrat totdeauna cu concepte globale, dar arareori ele au vizat în viitor, aplecându-se mai ales asupra trecutului, după cum ea a ajuns și la relații cantitative, dar numai în domenii restrânse de cunoaștere, niciodată la scară globală. Întrunirea celor trei atribute, global, cantitativ și predictiv într-o teorie unică, scoate tectonica globală din rîndul unor simple ipoteze, ca atîtea altele înregistrate de geologie, făcînd din ea osatura unei științe, aproape noi, care este geologia modernă.

Cele trei atribute fundamentale ale noii teorii derivă din cîteva propoziții simple: (1) globul are o structură stratificată, păturile constituente avînd caracteristici reologice diferite; (2) partea periferică a globului este constituită dintr-un mozaic de plăci rigide litosferice, ce au posibilitatea de mișcare pe stratul subiacent, astenosfera; (3) mișcarea plăcilor se face conform unor legi cinematice riguroase; (4) mișcarea plăcilor dirijează sau influențează toate procesele geologice, lăsînd amprente profunde cu care se pot reconstitui mișcările trecute.

Aceste simple enunțuri departajează de la început două domenii bine distincte cu care operează tectonica globală: domeniul actualist, exprimat de propoziția 3, și cel al trecutului geologic, cuprins în propoziția 4. Domeniul actualist, în care operează mai ales geofizica, a avut dintotdeauna, în încercarea ei de a descrie procesele și aspectele actuale ale unor părți ale globului, privilegiul unor tratări cantitative, dar cu care s-a putut descrie doar o situație de fapt, actuală, fără nici o posibilitate, și nici măcar veleitatea, de a surprinde viitorul. Domeniul strict geologic, prin definiție al trecutului, nu a avut niciodată puțința unor cuantificări, dar cel puțin cu cunoștințele calitative dobîndite a încercat să scruteze și viitorul. În cadrul tectonicii globale această departajare între prezent și trecut este încă valabilă, dar pe alt plan și cu alte rosturi. Tectonica globală s-a născut din efortul de a se găsi un model cinematic care să exprime activitatea tectonică actuală. Acesta a dus la descoperirea în primul rînd a faptului că ea este în momentul de față restrînsă la cîteva centuri care nu reprezintă altceva decît marginile plăcilor litosferice rigide, margini unde au loc mișcări diferențiale ce duc la acumulări de forțe cu desnodăminte dramatice (seismice, vulcanice și orogenice). În al doilea rînd, plecîndu-se de la studierea acestor margini, s-a ajuns la descoperirea legilor de mișcare ale plăcilor, legi strict geometrice, exprimabile prin relații matematice. Fiind în domeniu actual, mișcările pot fi tratate ca infini-

nitezimale, concluziile avînd întreaga rigoare a cinematicii mişcărilor instantanee, dar şi efemeritatea lor privite la scara timpului geologic. De aceea, pentru aspectele trecute, în care este de aşteptat o neconţinută modificare a parametrilor de mişcare, o astfel de tratare devine inoperantă şi trebuie recurs la un sistem, nu mai puţin riguros, al cinematicii mişcărilor finite, ce au putere retrospectivă, dar a căror concluzii sînt grevate de imposibilitatea cunoaşterii cu toată precizia a parametrilor implicaţi.

Consideraţiunile de mai sus ne precizează planul de urmărit în expunerea de mai jos: mişcările instantanee, şi modalităţile de a le măsura cu elementele pe care ni le oferă actualmente globul; apoi tratarea mişcărilor finite, ceea ce înseamnă a deduce, din compararea unei situaţii trecute cu cea actuală, mişcările efectuate de plăci în decursul timpului, cu descrierea metodelor utilizabile în acest scop.

Există încă un alt punct de vedere ce trebuie urmărit. În toate construcţiile cinematice este necesar un sistem de referinţă în raport cu care este descrisă mişcarea. În problemele pe care le ridică deplasarea plăcilor metoda generală este aceea de a se stabili raporturi între plăci. Cele mai simple raporturi prezintă astfel zonele de expansiune şi cele de subducţie, dar analizele acestora nu ne duc la stabilirea unor mişcări absolute, căci nici rifturile şi nici fosele nu sînt elemente fixe, suferind şi ele deplasări. De aceea mişcările pe care le analizăm, fie ele instantanee sau finite, sînt relative, în raport cu un sistem de referinţă, care este şi el mobil. Se pune de aceea întrebarea: există posibilitatea de a găsi un sistem care să fie fix, adică în afara plăcilor, şi care să nu sufere, deplasări? Vom încerca răspunsul într-un alt subcapitol, în care vom prezenta metodele cunoscute pînă acum pentru a stabili astfel de mişcări „absolute”.

În toate judecăţile ce se fac pentru descrierea cinematicii actuale sau trecute a globului se pleacă de la marginile de plăci. Acestea sînt de trei feluri: de acreţiune, de subducţie şi de culisaj. Primele două au roluri esenţiale pentru bugetul litologic al suprafeţei globului deoarece în ele se creează şi se distruge crusta, fapt pentru care le vom consacra mai tîrziu două mari capitole. Din punct de vedere cinematic ele nu sînt însă esenţiale căci mişcări le pe care le fac plăcile nu sînt legate obligatoriu, ca orientare, de astfel de margini. A treia categorie de margini, reprezentată prin faliile transformante, nu joacă un rol deosebit în economia crustei, în schimb astfel de margini oferă cele mai sigure repere pentru stabilirea drumului urmat de plăci, ele fiind un fel de şine-ghid. Acesta este motivul pentru care vom începe capitolul cu prezentarea faliilor transformante, nu din punct de vedere geofizic şi geologic, ci doar al posibilităţilor de interpretare ale mişcărilor pe care le oferă. Şi, legat de ele, vom discuta un alt element esenţial pentru sistemul de mişcare al plăcilor, locul de întîlnire a trei margini de plăci, adică triplele joncţiuni.

Menţionăm că în prezentarea metodelor de determinare a mişcării plăcilor vom urma mai ales lucrarea lui Le Pichon, Francheteau şi Bonin (1973) care prezintă o sinteză neegalată pînă acum în acest domeniu.

1. Faliile transformante.

Noţiunea de falie transcurentă, sau de decroşare, este de uz comun în geologie şi astfel de dislocaţii sînt reprezentate adesea pe hărţi. Din păcate ele sînt utilizate mecanic, fără ca cel care le manipulează să aibă în vedere întrebarea simplă: unde se duc compartimentele deplasate, din moment ce nicăieri pe glob nu sînt locuri goale unde să încapă? Acest lucru este rezolvat de cele mai multe

ori cartografic prin terminarea unei decroșări în alta, sau într-o falie, ceea ce duce la un mozaic atât de încilcit încît pînă la urmă nici nu se mai poate urmări deplasarea blocurilor. Un astfel de mozaic reflectă intuiția celui care l-a desenat, că o mișcare pe suprafața globului nu se poate termina în „aer” ci ea trebuie să se rezolve prin trecerea la un alt sistem de deplasare, sau la un alt tip de mișcare.

Primul care a depășit simpla intuiție și a făcut din sistemul de deplasare transcurentă a blocurilor o doctrină a fost Tuzo Wilson (1965) prin crearea noțiunii de falie transformată. Este drept că el a fost obligat să gîndească profund tipurile de mișcare transcurentă căci opera la scara globului, dar a avut și avantajul de a avea în mînă două atuuri extraordinare, noțiunile de zonă de acrețiune și de consumare a crustei, care i-au permis să rezolve spinoasa problemă a modului în care pot avea loc mișcări pe orizontală la suprafața globului.

Zonele de expansiune a fundurilor oceanice sînt numite zone de acrețiune deoarece aici are loc formarea crustei oceanice. În zonele de subducție ea este consumată, dispare. La faliile transformante suprafața este conservată, avînd loc doar o deplasare laterală. O astfel de falie transcurentă trebuie în mod obligatoriu să se termine la cele două capete în alt tip de margine de placă, de acrețiune sau de consum, ea avînd deci rolul de a transmite mișcarea, sau, mai bine zis, de a transforma un tip de mișcare în altul. În acest sens ea este o *falie transformantă*. Mișcarea în lungul unei astfel de falii este transformată în distrugere de suprafață a unei plăci, cînd falia ajunge la o fosă, sau în crearea de suprafață, cînd ajunge la o dorsală.

Nu există nici un motiv teoretic care să ne determine că credem că mișcarea de deplasare a unei plăci este perpendiculară pe un rift în care ia naștere crustă și cu atât mai puțin pe o fosă în care este distrusă. În schimb, din moment ce în lungul unei falii transformante nu are loc o modificare de suprafață, ea fiind prin definiție linia pe care suprafața este conservată, trebuie în mod obligatoriu să fie paralelă cu mișcarea, materializînd un vector de mișcare. Acest fapt trebuie reținut căci este de importanță covârșitoare în toate construcțiile cinematice.

Cazul cel mai clar de falii transformante îl prezintă fundul Oceanului Atlantic străbătut în lung de dorsala medio-oceanică ce culminează cu valea de rift. Riftul este deplasat, cînd la dreapta cînd la stînga, de linii ce au astfel aspectul de falii de decroșare.

Avînd în vedere că în cele două segmente de rifturi separate de o falie are loc formare de crustă nouă ce este împinsă divergent și simetric, între cele două capete de rifturi deplasarea plăcilor este inversă (fig. 3.1). Deci, spre deosebire de ce s-ar întîmpla în cazul unei simple falii de decroșare, cînd teritoriul de la nordul ei ar trebui să fie mișcat spre stînga, el se mișcă spre dreapta. După un timp, ceea ce a fost poziția inițială (1) a fost împinsă lateral, la stînga sus și la dreapta jos. Segmentul BC (în fig. 3.1 b) rămîne neconținut pe loc, și egal ca lungime, iar pe cele două laturi ale lui mișcarea este tot timpul inversă. Falia este dextră deoarece, așezîndu-ne pe o parte a ei vedem compartimentul de peste ea mișcîndu-se la dreapta. Începînd din B spre A mișcarea ambelor plăci are loc la stînga, după cum și mișcarea celor două plăci de la C spre D are loc la dreapta. Segmentele AB și CD devin inactive, iar falia transformată rămîne înscrisă ca o diră fosilă, denumită zonă de fractură.

Din punct de vedere al fenomenelor geologice, în segmentul BC iau naștere, din cauza mișcării diferențiale, tensiuni ce se rezolvă prin cutremure de pămînt.

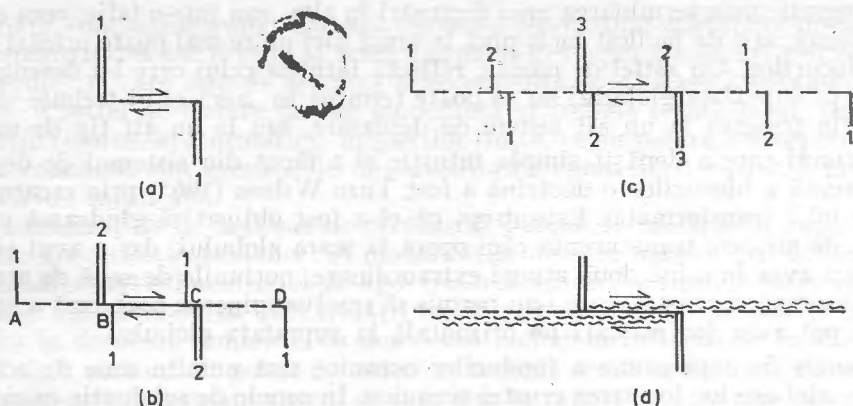


Fig. 3.1 — Evoluția unei falii transformante. (a) Începutul expansiunii; (b) Anomalia magnetică 1 s-a scindat și a alunecat lateral în ambele direcții generând „extensiile” AB și CD, ce devin fracturi inactive tectonic. Doar segmentul BC este falia transformantă propriu-zisă, activă tectonic; (c) Zonele de fractură au crescut în lungime; (d) Stadiul din (c), dar în care este figurată zona de milonite, prezentă doar pe câte o latură a fracturii (După Hobbs et al., 1976).

Așa de exemplu în fig. 3.1.(d) se observă că de ambele părți ale faliei au loc milonitizări, care însă vor apare numai pe câte o parte a faliei.

Exemplul de mai sus este cel mai simplu căci falia unește două rifturi (este de tipul RR) (fig. 3.2.a). O falie poate să lege însă și un rift cu o fosă (de tipul RF) dar aceasta se poate întâmpla în două feluri: falia leagă riftul de o placă superioară (RF^s) ceea ce înseamnă că distanța dintre rift și fosă trebuie să se mărească (fig. 3.2.b), dar poate să unească riftul cu placa inferioară (RF_i) dintr-o zonă de subducție, caz în care distanța dintre rift și fosă rămâne constantă, întreaga crustă creată fiind absorbită de fosă (fig. 3.2.c).

A treia posibilitate este ca falia transformantă să lege două fose (fiind de tipul FF). În acest caz există patru situații: (1) cele două fose au poziții divergente, adică falia este plasată între două plăci superioare (F^sF^s), care deci sînt împinse divergent, ceea ce face ca distanța dintre fose să se mărească neconținut (fig. 3.2.d); (2) cele două fose au poziții convergente, adică separă două plăci care ambele se subduc (F_iF_i), deci dispar, determinînd scurtarea distanței dintre ele (fig. 3.3. e); (3) fosele au aceeași orientare structurală, ceea ce înseamnă că o placă trebuie să fie superioară și altă inferioară (F^sF_i). Cum între mișcarea celor două plăci poate să nu existe nici o legătură, depinde de viteza lor de mișcare ca distanța dintre fose să se mărească (placa superioară se mișcă mai repede), sau să rămână constantă (placa superioară se mișcă egal sau mai puțin decît cea inferioară), (fig. 3.2. f). (4) Al patrulea caz este identic cu cel de mai sus, cu diferența că orientarea foselor este inversă, ceea ce face ca placa nordică să fie inferioară și cea sudică superioară (fig. 3.2. g). De subliniat că toate cele 7 falii transformante sînt dextre. Adăugînd și cele 7 senestre obținem cele 14 posibilități de falii transformante.

Discuția de mai sus, pe cît pare de teoretică, este necesară din două puncte de vedere. În primul rînd multe din aceste cazuri există efectiv în momentul de față pe glob. În afara tipului RR, prezent pe mai toate dorsalele oceanice, se întîlnește de exemplu tipul FF care unește fosele de la sud și nord de Noua Zeelandă,

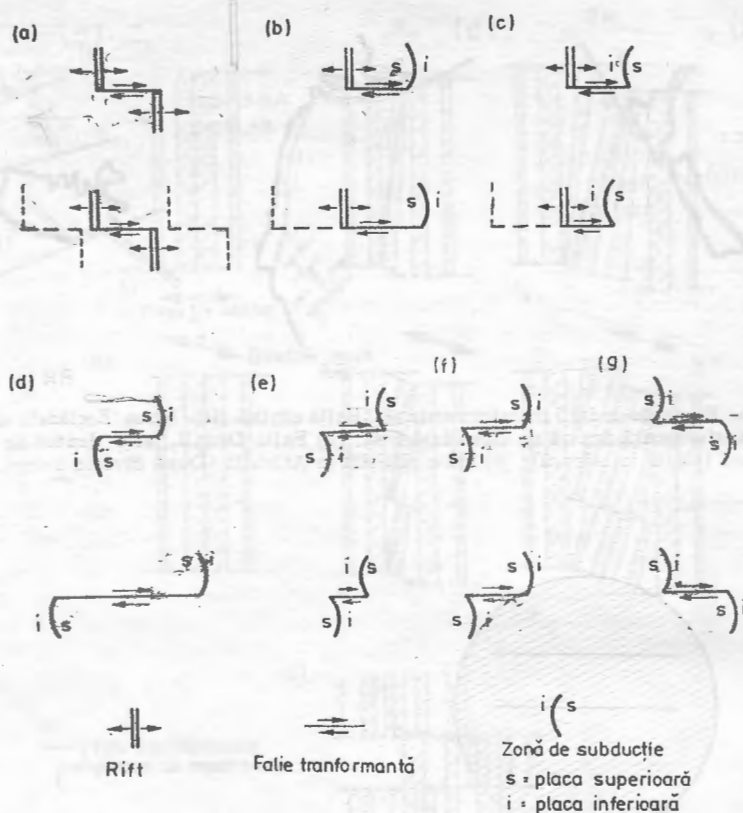


Fig. 3.2 — Tipurile de falii transformante. Pentru fiecare tip este figurat un stadiu incipient și dedesubt un stadiu mai avansat; (a) Rift-rift; (b) Rift-fosă (placă superioară); (c) Rift-fosă (placă inferioară); (d) Fosă-fosă (ambele plăci superioare); (e) Fosă-fosă (ambele plăci inferioare); (f) Fosă-fosă (placă inferioară, dreapta, placă superioară, stînga); (g) Fosă-fosă (placă superioară stînga, placă inferioară dreapta). Toate 7 faliile transformante figurate sînt dextre.

din Pacific, sau tipul RF_i (falia Denali care unește riftul Juan de Fuca de fosa Aleutine) (fig. 3.3). În al doilea rînd, geologii care au început să aplice noțiunile tectonicii de plăci la nevoile lor concrete de teren, sînt tentați a da numele de falie transformantă oricărei decroșări, fără să se preocupe de faptul că în *mod obligatoriu* o astfel de falie trebuie să se termine abrupt, într-o fosă sau într-o dorsală, și aceasta la cele două capete.

Faliile transformante sînt considerate ca reflectînd forma inițială a rupturii ce a dus la constituirea dorsalei (Wilson, 1965). Un continent cu două linii de mică rezistență (fig. 3.4. a) este spart din cauza unei protuberanțe termice subiacente în două mase, ruptura avînd o formă neregulată. Cele două linii slabe vor genera falii transformante, între ele situîndu-se rifturile (b). Secțiunile DD' vor fi cele active tectonic (c), iar secțiunile CD și C'D', urmele fosile pe fundul oceanic a vechilor falii transformante, vor fi inactive. De remarcat că faliile transformante

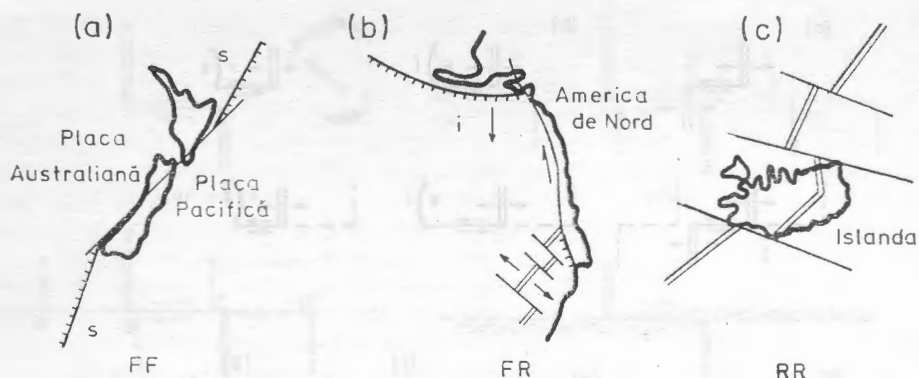


Fig. 3.3 — Exemple de falii transformante: (a) Falia alpină din Noua Zeelandă care este o falie transformantă dextră de tipul fosă-fosă; (b) Falia Denali, falie dextră de tip rift-fosă (placa inferioară); (c) Falie rift-rift în Atlantic (După diverse surse).

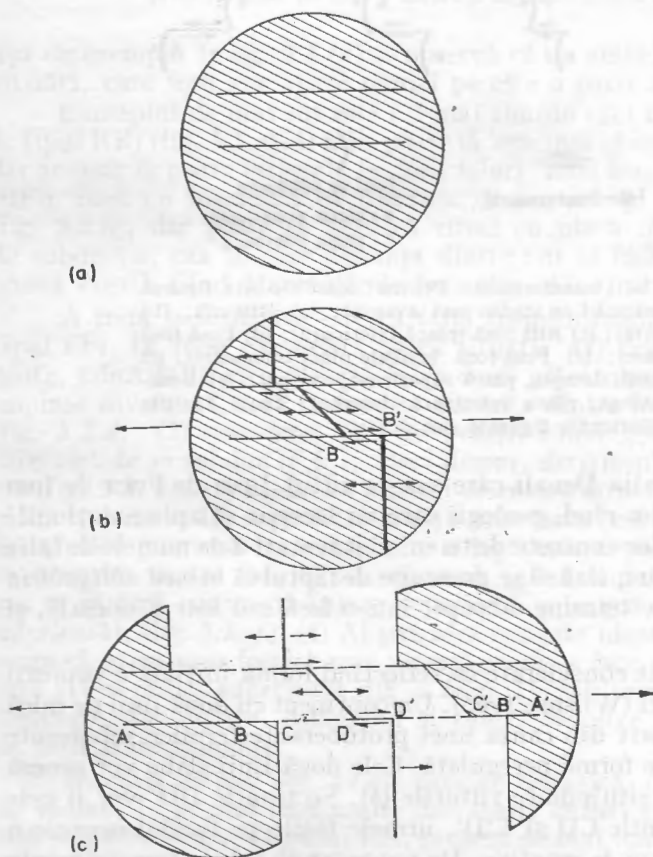


Fig. 3.4 — Faliile transformante reflectă configurația rupturii inițiale ce a dus la geneza zonei de expansiune, reprezentând liniile de slabă rezistență. Segmentele AB și A'B' sînt falii continentale, segmentele CD și C'D' sînt zone de fractură pe fundul oceanelor, segmentul DD' este falie transformantă activă. Hașurat continentele, în alb, oceanele (După Wilson, 1965).

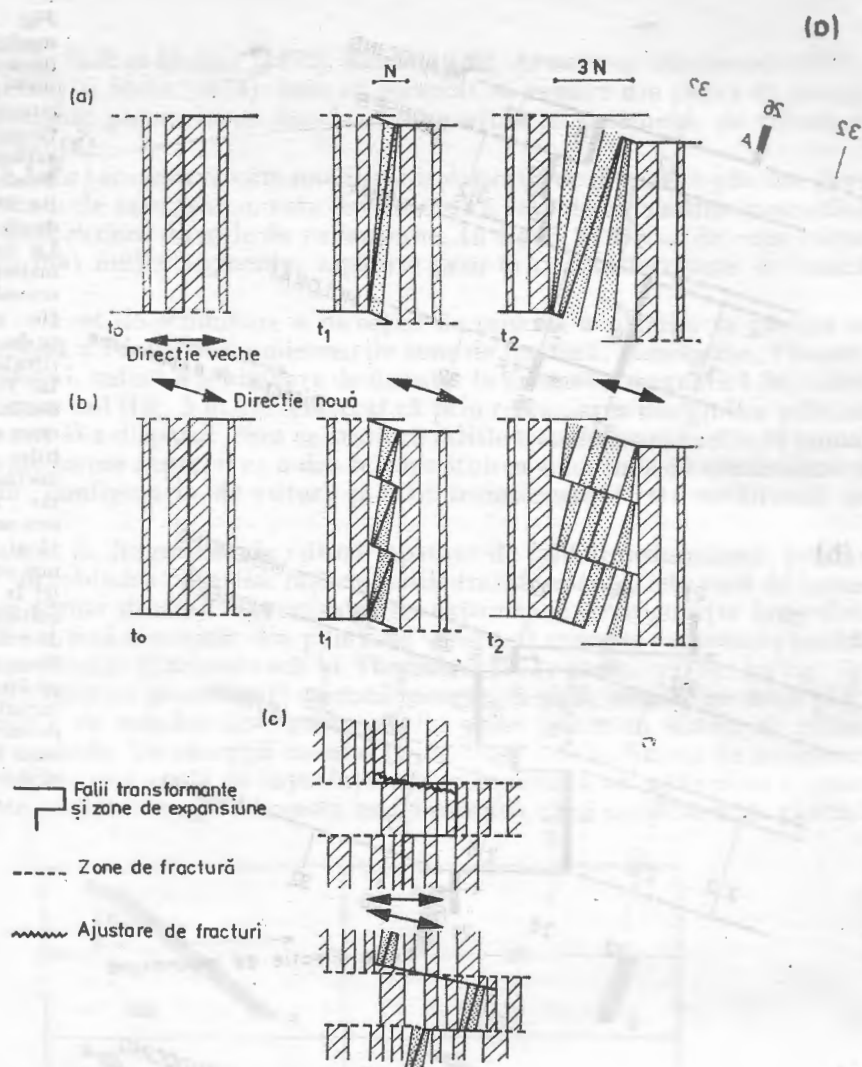


Fig. 3.5 — Trei tipuri diferite de ajustare geometrică a sistemului de rift-falii transformante la o schimbare de direcție a expansiunii (După Menard și Atwater, 1968).

sînt cele care indică direcția de mișcare și nu rifturile, care pot avea o direcție oblică față de vectorii de mișcare.

Lungimea mare a faliilor transformante, chiar și inactive, indică persistența direcției de deplasare a plăcilor. Totuși, în decursul timpului, din motive pe care le vom analiza cu altă ocazie, plăcile suferă rotații, ceea ce face ca direcția de mișcare să se schimbe. Ca urmare, faliile transformante sînt obligate să se reajusteze ca să devină paralele cu noua direcție de mișcare. În noua situație rifturile funcționează la început oblic, dar au tendința să devină și ele perpendiculare pe această direcție (fig. 3.5). Observația aceasta, făcută de Menard și Atwater (1968, 1969), a fost reluată de Vogt et al. (1969), Lachenbruch și Thomson (1972), Thomson

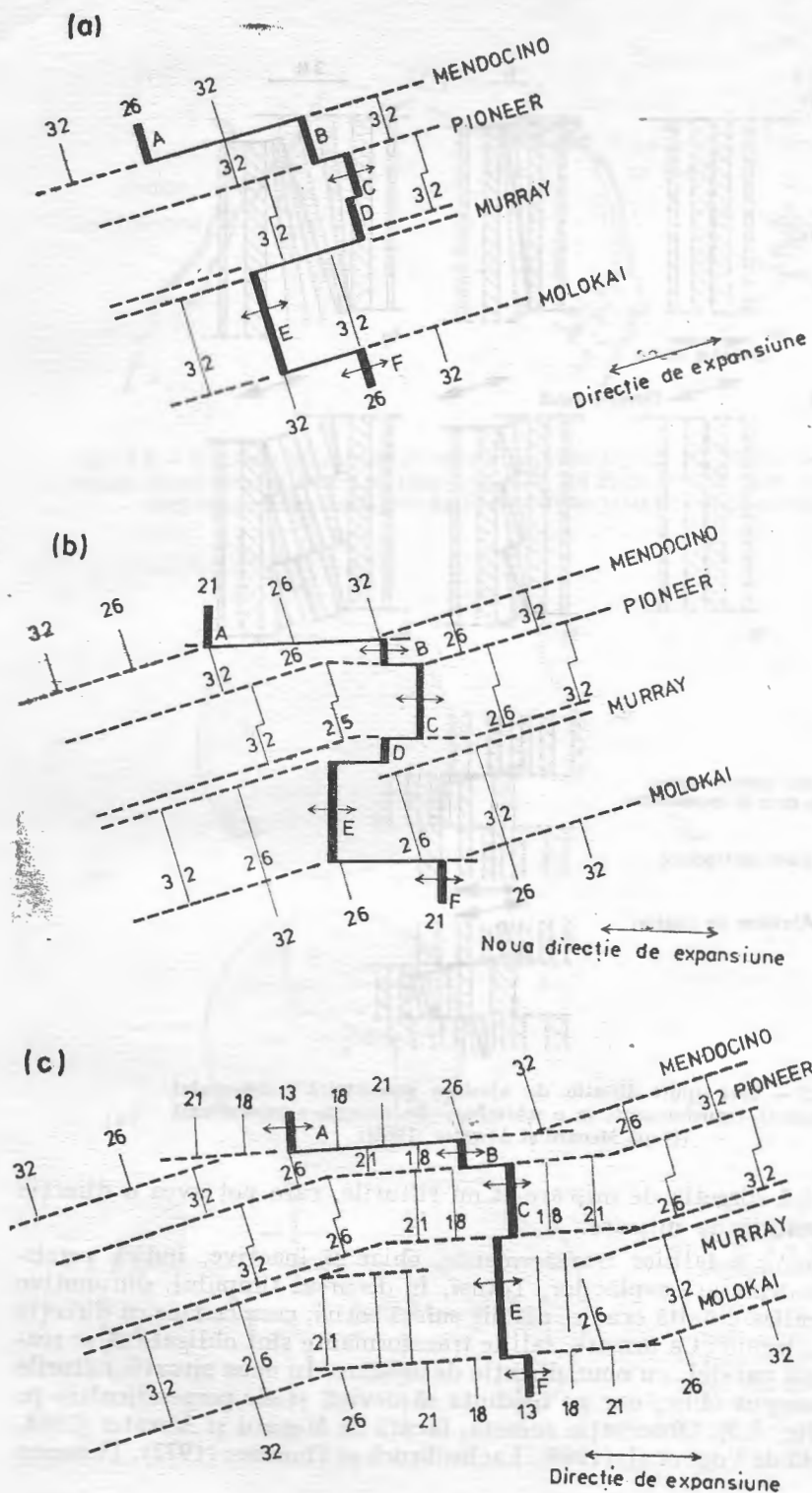


Fig. 3.6 — Efectele modificării direcției de expansiune asupra marilor falii din Pacificul de NE. (a) În timpul anomaliei 26 expansiunea perpendiculară pe rift; Falia Murray este cu deschidere mare; (b) La momentul anomaliei 21 are loc o schimbare de direcție a expansiunii ce duce la scurtarea riftului dintre faliile Pioneer și Mendocino și la reorientarea și alungirea faliilor Pioneer, Mendocino și Molokai, iar falia Murray este scurtată, lărgită și generează un nou segment de rift; (c) În timpul anomaliei 13 segmentul de rift dintre faliile Murray și Molokai părăsește zona perturbată sărind la est pe un nou amplasament (După Menard și Atwater, 1979).

și Melson (1972), Shih și Molnar (1975), Rona (1976), Atwater și Macdonald (1977), Stein et al. (1977) și Stein (1978), care au încercat să explice din punct de vedere mecanic și dinamic procesele ce duc la ortogonalizarea sistemelor de rifturi și falii transformante.

În fig. 3.5. (a) se observă cum modificarea direcției de mișcare a plăcilor duce la alungirea zonei de expansiune, care devine oblică față de anomaliiile magnetice ce materializează vechea direcție de expansiune. În fig. 3.5 (b) axa de expansiune s-a scindat în mai multe segmente, separate prin falii transformante ce indică noua direcție.

Un caz concret de schimbare a direcției de mișcare a plăcilor se găsește în partea de nord-est a Pacificului unde marile zone de fractură; Mendocino, Pioneer, Murray și Molokai, suferă o schimbare de direcție la anomalia magnetică 26, adică acum 50 milioane ani (fig. 3.6) De remarcă că prin rearanjarea marginilor plăcilor segmentul de rift D a dispărut, ceea ce arată că faliile transformante reflectă numai în linii generale forma rupturii ce a dus la constituirea unei zone de expansiune și că, în detaliu, configurația de rifturi și falii transformante este modificată pe parcurs.

Alternanța, de fragmente de rifturi separate de falii transformante, precum și poziția, uneori oblică a rifturilor față de faliile transformante, este pusă de numeroși autori pe seama dinamicii procesului de expansiune, configurația lor reflectând sistemul cel mai economic din punct de vedere al energiei consumate pentru realizarea expansiunii (Lachenbruch și Thomson, 1972; Stein, 1978). În fig. 3.7 sunt prezentate diferite posibilități ca două puncte, A și B, situate pe două plăci diferite, animate de mișcări divergente, să fie unite printr-un sistem de rifturi și falii transformante. Cu excepția cazului (f), la toate celelalte zona de acrețiune, desenată în negru, este egală ca suprafață, de unde rezultă că materialul eruptiv pus în loc este cantitativ egal. Aceasta mai înseamnă că și cantitatea de căldură

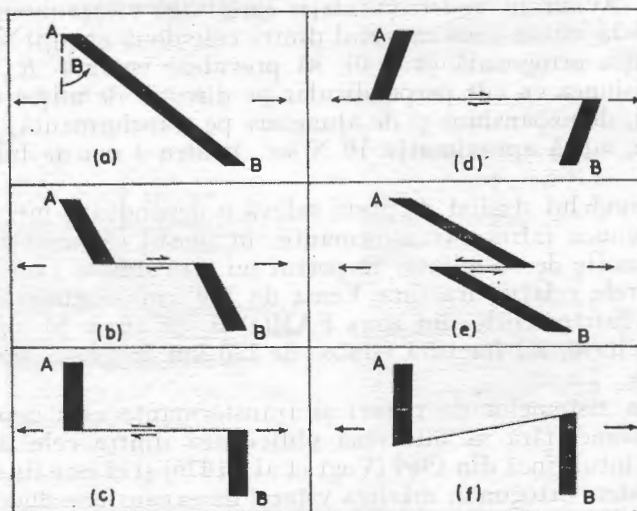


Fig. 3.7 — Diferite modalități de scurtare a unui rift AB prin intervenția unei falii transformante. Toate modelele sunt posibile cu excepția celui din (f), (După Lachenbruch și Thomson, 1972).

și de energie gravitațională potențială este aceeași în toate modelele, fapt pentru care există, din acest punct de vedere, un model preferențial. Cu toate acestea se știe că modelul cel mai frecvent este cel ortogonal (c) sau cel oblic de tipul (b), iar posibilele sînt celelalte, cu excepția lui (f). Energia cheltuită pentru realizarea expansiunii poate fi considerată ca depusă pentru învingerea unei rezistențe de forfecare viscoasă în timp ce energia cheltuită pentru alunecare pe o falie transformantă este de învingere a unei rezistențe la frecare. Un calcul simplu arată că pe unitate de lungime, forța de alunecare laterală este mai mică decît cea de separare divergentă a plăcilor, ceea ce înseamnă că între modelul (a) și (b), al doilea este mai economic din punct de vedere al energiei cheltuite. Aceasta înseamnă că este mai dificil de a se realiza o mișcare divergentă pe un kilometru de rift decît de a se efectua o alunecare de un kilometru pe o falie transformantă. Ca buget general energetic modelul cel mai stabil este cel ortogonal deoarece el realizează unirea punctelor A și B cu lungimea-minimă de rift (Lachenbruch și Thomson, 1972).

În lumina considerațiilor de mai sus se înțelege de ce la o schimbare de direcție a mișcării plăcilor, materializată de vectorii de mișcare pe care îi reprezintă faliile transformante, rifturile încearcă și ele să se adapteze noii situații, tinzînd să devină perpendiculare.

O altă relație interesantă a fost semnalată de Atwater și Macdonald (1977), între oblicitatea rifturilor și viteza de expansiune. Ei au constatat în mod empiric, pe baza unui studiu statistic, că la viteze de expansiune sub 3 cm/an (semirată de expansiune), rifturile au înclinări între 6° și 38° față de direcția de mișcare. Utilizînd un model analitic simplu, Stein (1978) a ajuns la concluzia că relația dintre unghiul de oblicitate θ (unghiul dintre perpendiculare pe vectorul de mișcare și rift) și semirata de expansiune V este: $\sin \theta \sim V^{-1}$. Aceasta arată că, cu cît viteza este mai mică, cu atît unghiul de oblicitate este mai mare. Relația este explicată prin energia cheltuită pe unitate de lungime de rift (R_R) și cea cheltuită pe unitate de lungime de falie transformantă (R_T) care sînt legate prin relația: $\sin \theta \sim R_T/R_R$. Avînd în vedere și relația care leagă viteza de unghiul de oblicitate, rezultă că la viteze mari raportul dintre cele două energii scade, ajungînd pentru configurația ortogonală ($\theta = 0$), să prevaleze energia R_R , adică să fie favorizată expansiunea cu rift perpendicular pe direcția de mișcare. De notat că cele două energii, de expansiune și de alunecare pe transformantă, sînt de același ordin de mărime, adică aproximativ 10 N/sec. pentru 1 cm de lungime de falie sau rift.

În sfîrșit, modelul studiat de Stein relevă o dependență între rezistența de alunecare și lungimea faliilor transformante, în sensul că acestea sînt limitate ca lungime în funcție de oblicitate. Raportul nu este simplu căci în Atlantic se observă următoarele relații: fractura Vema de 330 km lungime are riftul oblic la 9° ; fracturile foarte scurte din zona FAMOUS, de circa 20 km lungime, au riftul la 17° oblicitate, iar fractura Gibbs, de 280 km lungime, prezintă rifturile la 35° oblicitate.

Configurația sistemelor de rifturi și transformante este dependentă și de viteza de expansiune, fără să intervină oblicitatea dintre cele două elemente. Fenomenul a fost intuit încă din 1969 (Vogt et al., 1976) și el este ilustrat în fig. 3.8 în care într-un sistem ortogonal, mărirea vitezei de expansiune duce la eliminarea segmentelor mici de rift și alinierea lor într-o zonă unică, mai lungă și mai largă, de expansiune. Motivarea cinematică a procesului a fost făcută prin modelare de către Fujita și Sleep (1978) care au dovedit că rifturile sub 10–20 km lungime nu pot rezista timpului deoarece, existînd o dependență între lungime și lărgime,

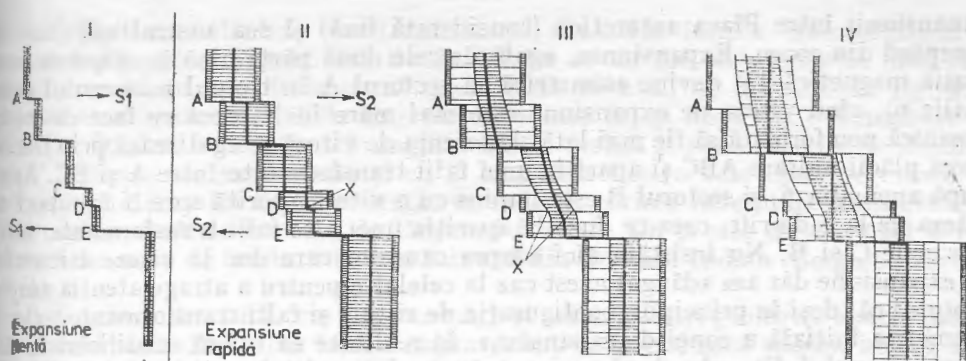


Fig. 3.8 — Mărirea vitezei de expansiune de la S_1 la S_2 duce la eliminarea segmentelor mici de rift. La timpul IV au dispărut segmentele C și D precum și segmentul A (După Vögt et al., 1969).

Rifturile prea scurte au lățimi prea mici ce nu permit intruziuni suficiente de magmă care să mențină procesul de expansiune activ.

Un alt element care perturbă geometria inițială a sistemului de rifturi și falii transformante este expansiunea asimetrică, adică cea care se realizează cu viteze diferite pe cele două părți ale unui rift. Fenomenul a fost semnalat pentru zona de expansiune australo-antarctică de către Weissel și Hayes (1971, 1974) și a fost explicată dinamic de către Hayes (1976). În fig. 3.9 este prezentată situația

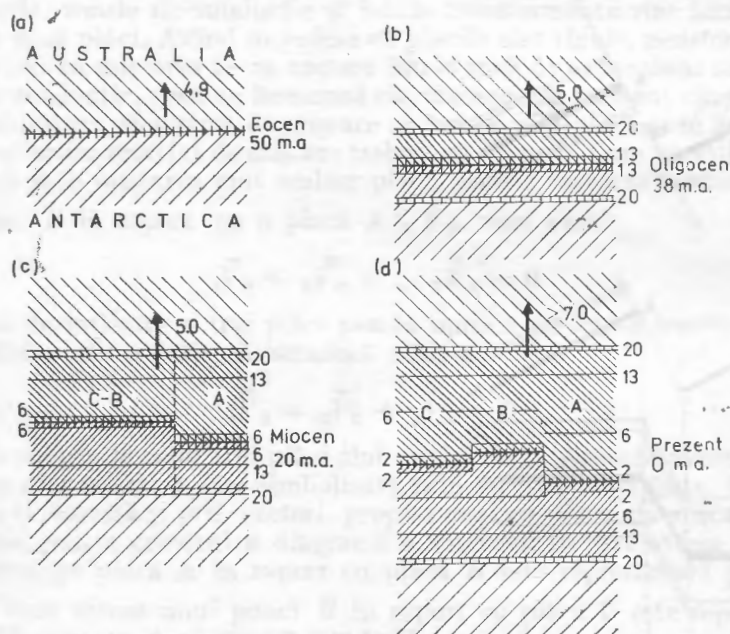


Fig. 3.9 — Schema evoluției limitei dintre Placa australiană (sus) și Placa antarctică (jos). Schimbarea vitezei de expansiune în mod inegal (mai mare în nord și începând din capătul estic al limitei) duce la apariția unor falii transformante transversale și la o expansiune asimetrică (După Weissel și Hayes, 1971).

expansiunii între Placa antarctică (considerată fixă) și cea australiană (mobilă începînd din eocen. Expansiunea, egală de cele două părți pînă în oligocen (anomalie magnetică 13) devine asimetrică în sectorul A în timpul miocenului (anomalie 6), cînd viteza de expansiune este mai mare în N, ceea ce face ca crusta oceanică nou formată să fie mai lată. Diferența de viteză se egalizează prin fracturarea plăcii unitare ABC și apariția unei falii transformante între A și BC. Apoi, după anomalia 6, și sectorul B este împins cu o viteză sporită spre N în raport cu viteza de la S de rift, ceea ce duce la apariția unei alte falii transformante, între blocurile C și B. Nu insistăm aici asupra cauzelor care duc la viteze asimetrice de expansiune dar am adăugat acest caz la celelalte pentru a atrage atenția asupra faptului că, deși în principiu, configurația de rifturi și falii transformante reflectă geometria inițială a zonei de expansiune, în realitate ea suferă modificări în decursul timpului. Cauzele, după cum s-a văzut, sînt multiple: schimbări în direcția de mișcare, în viteza de mișcare, expansiunea asimetrică etc. Consecințele acestor modificări se reflectă în geometria zonelor de expansiune prin: (1) modificarea orientării faliilor transformante; (2) schimbarea înclinării dintre rifturi și faliile transformante (oblicizarea sau, invers, ortogonalizarea rifturilor); (3) modificări în lungimea rifturilor (alungirea lor prin dispariția segmentelor scurte sau, invers, scindarea rifturilor lungi în segmente mai scurte); (4) apariția unor falii transformante noi sau dispariția unor segmente din ele. Toate aceste modificări posibile trebuie luate în considerare cînd se fac reconstrucții de mișcări de plăci pe baza faliilor transformante.

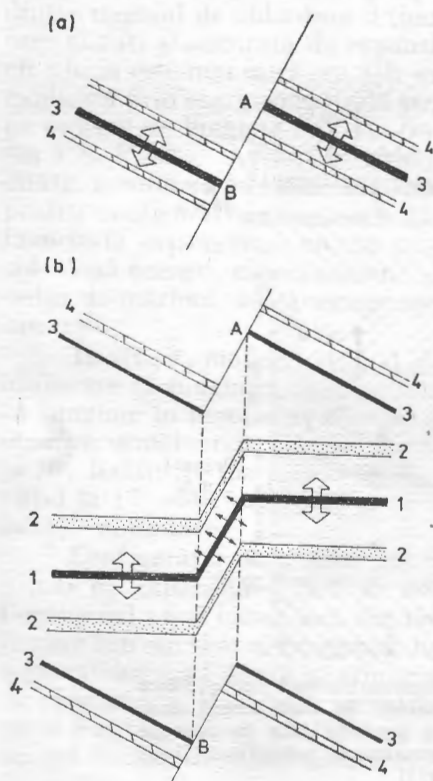


Fig.3.10 — Schimbarea de direcție a expansiunii determină o lărgire a faliilor transformante. Schimbarea a intervenit după anomalia 3, noile anomalii (2 și 1) fiind oblice față de precedentele. Falia transformantă AB a devenit o zonă largă de fractură (După Bergh și Norton, 1976).

Înainte de a încheia acest subcapitol consacrat faliilor transformante să amănăm pe scurt și modificările de detaliu ce au loc la intersecția unei falii transformante cu un rift în cazul modificării direcției de mișcare. În fig. 3.10 este schematizată o astfel de intersecție înainte (a) și după (b) o schimbare de direcție. Dacă se notează cu θ unghiul dintre vechea și noua direcție de mișcare, V semirata de expansiune și cu L lungimea dintre cele două segmente de rift separate de falia transformantă, se vede că rotirea determină transformarea faliei într-o zonă de fractură de lărgimea $L \sin \theta$. Un proces de acest fel a fost descris din zona de fractură Prince Edward din Oceanul Indian (Bergh și Norton, 1976).

Zonele de fractură, cu lărgime mare și caracteristici geologice aparte (meta-morfism de cataclază, flux termic ridicat, câmp de stress, zonă seismic activă etc.) au fost interpretate în general ca efect al modificărilor de direcție de mișcare a plăcilor, dar nu întotdeauna în mod adecvat, făcându-se confuzii între direcția de mișcare și orientarea riftului. Așa de exemplu, Van Andel și colaboratorii săi (Van Andel et al., 1971) consideră că mișcarea de expansiune este perpendiculară pe rift și oblică pe faliile transformante, fapt care răpește acestora calitatea de indicatori de vectori ai mișcării, greșeală pe care o preiau și Thomson și Melson (1972).

2. Triplele joncțiuni.

Rifturile, zonele de subducție și faliile transformante sînt locurile în care iau contact două plăci. Avînd în vedere că plăcile sînt rigide, nedeformabile, este absolut necesar ca mișcarea ce ia naștere într-o zonă de expansiune să se consume într-una de subducție, ceea ce înseamnă că, transpus în termeni cinematici, dace se ia în considerare un circuit de mișcare ce începe cu o placă și se încheie tot pe ea, suma vectorilor relativi de mișcare trebuie să fie zero. Cum un astfel de circuit se realizează prin mișcarea mai multor plăci, notînd vectorul relativ de mișcare al unei plăci B în raport cu o placă A : ${}_A\vec{V}_B$, vom avea:

$${}_A\vec{V}_B + {}_B\vec{V}_C + \dots + {}_N\vec{V}_A = 0$$

Locul de întîlnire a trei plăci poartă numele de *triplă joncțiune*. Mișcarea relativă dintre ele trebuie să satisfacă relația:

$${}_A\vec{V}_B + {}_B\vec{V}_C + {}_C\vec{V}_A = 0$$

Dacă marginile celor trei plăci sînt rifturi cu expansiune avem situația din fig. 3.11 în care mișcarea este simbolizată prin săgețile divergente. Mișcarea plăcilor poate fi descrisă și prin vectori, proporțional cu viteza de mișcare a fiecărei plăci. Astfel putem construi o diagramă a vitezelor în care viteza de deplasare a unui punct pe placa A în raport cu placa B este reprezentată prin vectorul $\vec{BA}$, după cum viteza unui punct B în raport cu placa C este reprezentat prin vectorul $\vec{CB}$ etc. Unind cei trei vectori obținem triunghiul ABC . Presupunînd că mișcarea divergentă a plăcilor are loc perpendicular pe axa de expansiune, putem imagina un sistem de referință atașat axei de separație dintre plăcile A și B și care se va mișca cu o viteză egală în raport cu cele două plăci, adică ${}_A\vec{V}_B/2$.

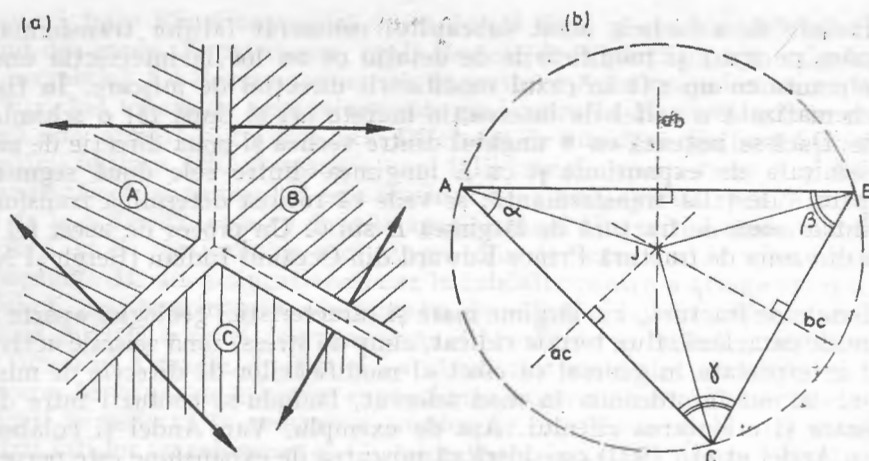


Fig. 3.11 — Tripla joncțiune a trei rifturi (a) și triunghiul de viteze corespunzător (b). În triunghiul de viteze, viteza unui punct A de pe placa A în raport cu unul de pe placa B este reprezentat prin vectorul BA. Astfel punctul A din triunghiul de viteze corespunde cu o porțiune infinitesimală a plăcii A aproape de punctul de triplă joncțiune (După McKenzie și Morgan, 1979).

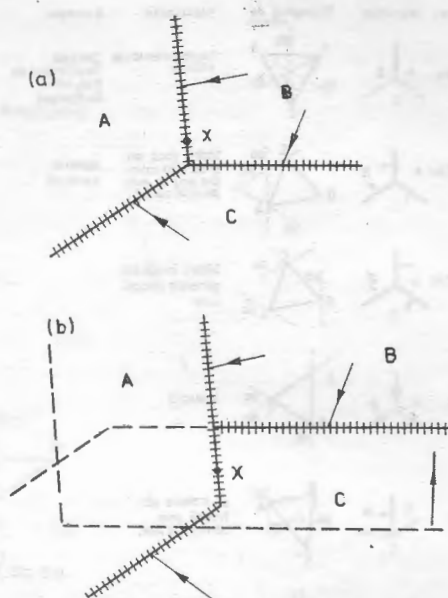
Exprimat în viteze aceasta înseamnă că mișcarea acestui sistem se va face în lungul unui vector perpendicular pe vectorii de mișcare (deci paralel cu axa de expansiune) și situat la jumătatea liniei $\overline{AB}$. Acest vector este linia ab . În mod similar pot fi construite liniile bc și ac , corespunzând mișcării fiecărei axe de expansiune în parte. Cele trei linii ab , bc și ca se întâlnesc în punctul J , centroidul triunghiului de viteze și care este echidistant de punctele A , B și C . Acest punct J dă, în spațiul de viteze, viteza cu care se mișcă tripla joncțiune. Din triunghiul de viteze rezultă că viteza relativă de mișcare V a tuturor plăcilor în raport cu tripla joncțiune este:

$$v = \frac{|V_B|}{2 \sin \alpha} = \frac{|V_C|}{2 \sin \beta} = \frac{|V_A|}{2 \sin \gamma}$$

Deoarece în cazul întâlnirii a trei rifturi, cu expansiunea perpendiculară pe direcția lor, există un sistem de referință în care tripla joncțiune să fie fixată, se spune că ea este stabilă avînd în vedere că rămîne cu aceeași funcție cinematică în timp.

Să considerăm cazul întâlnirii a trei zone de subducție, în care plăcile A , B și C se subduc și sînt distruse în direcția indicată de săgeți. De remarcat că mișcarea plăcilor nu trebuie să fie perpendiculară pe fosa de subducție (fig. 3.12). Dacă considerăm placa A fixă, fosa dintre B și C se va deplasa, părăsind punctul inițial de întîlnire iar un punct oarecare x , situat pe linia de separare dintre A și B , care era afectat anterior de subducția plăcii B , va fi afectat de aici înainte de subducția plăcii C , efectuată cu altă viteză. Faptul ne arată că punctul de triplă joncțiune migrează în timp și există posibilitatea ca el să nu întîlnească niciodată o configurație stabilă, sau să ajungă într-o astfel de poziție. Condițiile de stabilitate pot fi testate cu ajutorul diagramei de viteze, așa cum au arătat McKenzie și Morgan (1969).

Fig. 3.12 — Joncțiunea a trei fose. (a) Situația geometrică înainte de începutul subducțiilor. Săgețile indică sensul în care are loc subducția. Placa B are două săgeți, viteza relativă de subducție fiind diferită în raport cu plăcile A și C; (b) Pozițiile pe care le-ar fi ocupat B și C dacă nu ar fi avut loc subducția sînt notate cu linii întrerupte. Fosa dintre B și C trebuie să migreze cu C, fapt pentru care se deplasează de vârful lui A (După McKenzie și Morgan, 1969).



În cazul de mai sus, al triplei întâlniri de fose, triunghiul de viteze poate fi construit ca și în cazul triplei joncțiuni de rifturi, dar cu oarecare modificări. Deoarece placa A nu este consumată, fosa AB nu se mișcă în raport cu A. O astfel de condiție este realizată de orice sistem de referință animat de o mișcare paralelă cu fosa AB. Astfel de viteze corespund cu punctele de pe linia ab , o linie dusă prin A paralel cu fosa AB — fig. 3.13, cazul TTT (a) și (b). Liniile bc și ac sînt construite în mod similar. După cum se vede, cele trei linii nu se întîlnesc într-un punct pentru a furniza un punct J , stabil și animat de o mișcare egală față de toate trei plăcile. În forma desenată, configurația este instabilă, dar ea poate evolua. Astfel, dacă bc trece prin A și ca atare marginea de plăci BC este paralelă cu AC, tripla joncțiune se va stabiliza. O altă modalitate de aranjament stabil este cel în care ab și ac se așază pe o aceeași linie, ceea ce înseamnă ca AB și AC să formeze o singură linie, caz existent în natură în partea centrală a Japoniei unde fosa Japoniei se bifurcă pentru a da naștere la fosele Ryukyu și Bonin.

McKenzie și Morgan (1969) au analizat toate posibilitățile de triple joncțiuni, ajungînd la concluzia că există 16 sisteme de întîlniri de plăci, notate cu simboluri: RRR , întîlnirea a trei rifturi; TTT , întîlnirea a trei fose (T vine de la trench = fosă); FFF , întîlnirea a trei falii transformante; RRF , întîlnirea a două rifturi și o falie, RTF etc. În fig. 3.13 sînt prezentate toate aceste 16 posibilități, cu construcțiile corespunzătoare a triunghiurilor de viteză.

Din figura 3.13 rezultă că în momentul de față pe glob se întîlnesc 6 tipuri de triple joncțiuni, dar nu este exclus ca în trecutul geologic să fi fost active și altele. Pe de altă parte se mai constată că dintre toate cazurile posibile doar două sînt întotdeauna instabile (FFF și RRF), celelalte putînd să se stabilizeze. Cele mai importante dintre cele stabile sînt cele în care două margini de plăci ajung în linie dreaptă, mărginind o placă ce nu este nici în mărire și nici în distrugere. Singura excepție de la această regulă o constituie formula RRR .

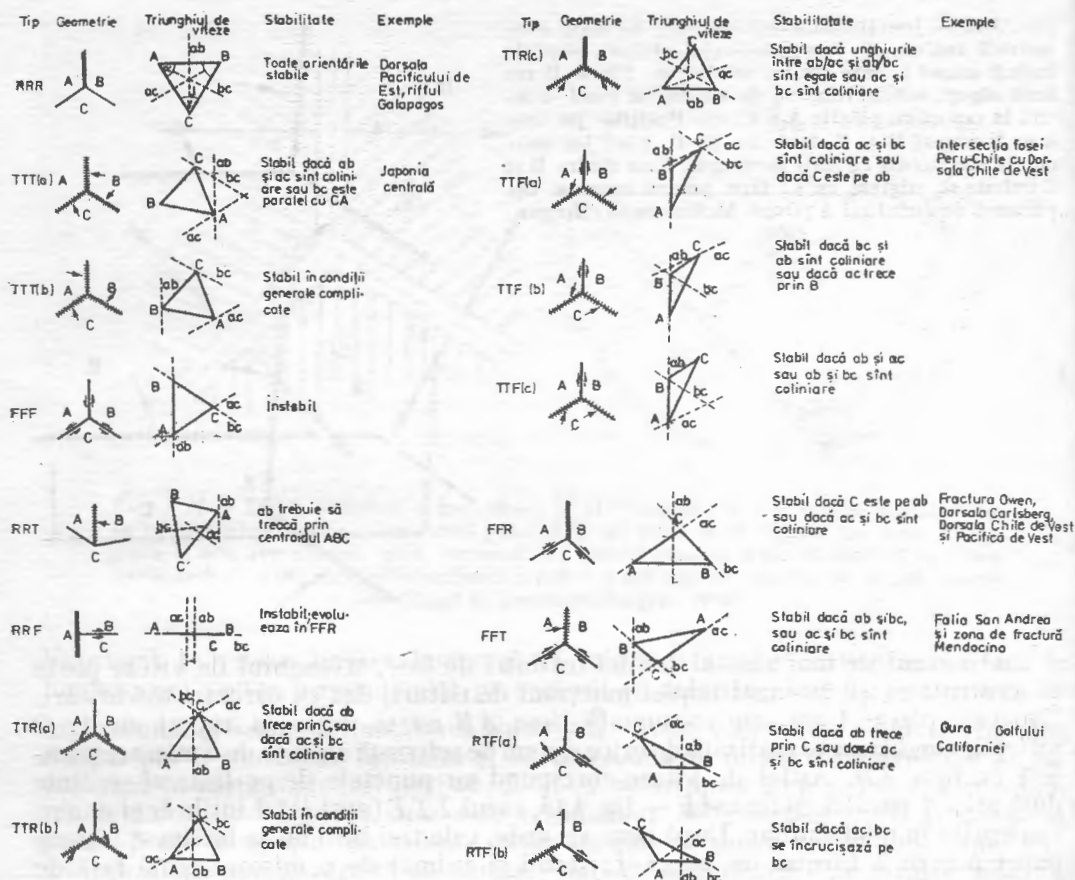


Fig. 3.13 — Geometria și stabilitatea celor 16 tipuri posibile de triple joncțiuni. În triunghiul de viteze liniile întrerupte ab, bc și ac unesc puncte ale căror vectori de viteze lasă geometria lui AB, BC și CD respectiv neschimbată. Joncțiunile stabile sînt cele în care ab, bc și ac se întîlnesc într-un punct. R, rift; F, fosă; T, falie transformantă (După McKenzie și Morgan, 1969).

În general evoluția triplelor joncțiuni este foarte complexă dar oferă posibilități multiple de interpretare a evenimentelor geologice ce au avut loc de-a lungul timpului geologic la marginile de plăci. Exemplificăm acest fapt cu evoluția zonei pacifice la vest de coasta Americii de Nord (fig. 3.14). La momentul anomaliei magnetice 13 (oligocen). Placa americană era separată printr-o zonă de subducție de Placa Farallon, iar aceasta de Placa pacifică printr-un sistem de rifturi și falii transformante. Aproximativ în timpul anomaliei 9 (miocen) sistemul de rift-fracturi a ajuns să fie împins sub zona de subducție, creîndu-se astfel două triple joncțiuni (fig. 3.14 b): joncțiunea 1 de tipul FFT și joncțiunea 2 de tipul RTF (a). În ce privește pe prima, triunghiul de viteze (c) arată că ea s-a stabilizat cînd falia transformantă dintre A și C și fosa dintre A și C au ajuns pe o linie dreaptă. În acest moment tripla joncțiune a fost stabilită în raport cu placa C, iar punctul J a migrat spre nord-vest în raport cu A, preschimbînd fosa într-o falie transformantă. În mod asemănător joncțiunea 2 s-a stabilizat cînd fosa și

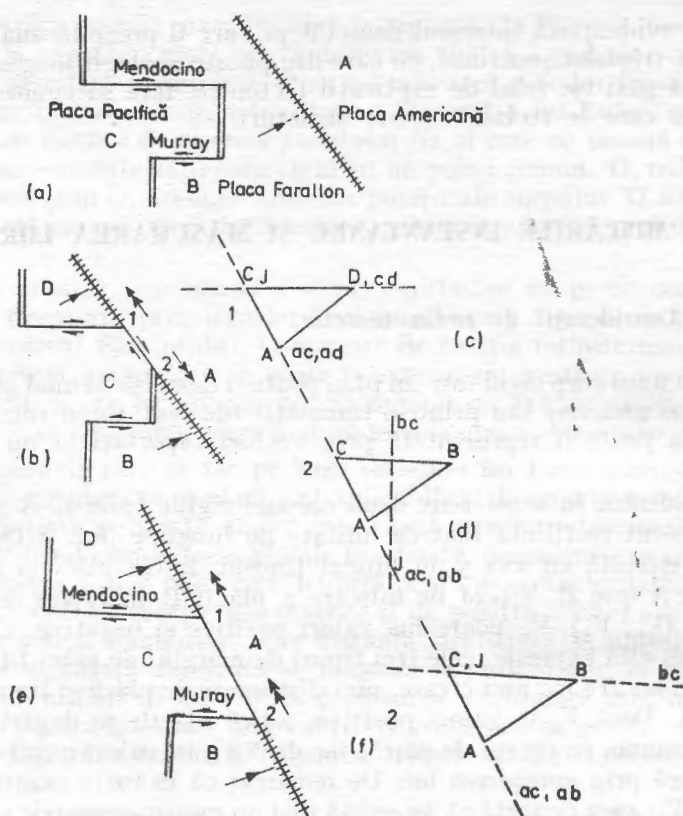


Fig. 3.14 — Evoluția zonei de NE a Pacificului. A, Placa americană; B, Placa Farallon; C, Placa pacifică. (a) Geometria în timpul anomaliei 13; (b) În timpul anomaliei 9 Placa pacifică a atins Placa americană. Săgețile indică sensul de deplasare a celor două triple joncțiuni; (c) Diagrama vectorilor de viteze pentru punctul 1 care este de tipul TTF; (d) Diagrama de viteze pentru punctul 2 care este de tipul RFT; (e) Când fractura Murray atinge Placa americană, joncțiunea 2 se transformă în TTF și începe să migreze spre N; (f) Diagrama de viteze pentru punctul 2 din (e), (După McKenzie și Morgan, 1969).

falia transformantă au ajuns într-o linie dreaptă, așa cum arată triunghiul de viteze (fig. 3.14. d), care mai evidențiază faptul că punctul a migrat spre sud. Aceasta a avut loc pînă ce falia Murray a ajuns la fosă (fig. 3.14. e), cînd joncțiunea s-a transformat din tipul RTF (a) în tipul FFT și cînd s-a realizat și condiția de stabilitate, alinierea fosei cu falia transformantă dintre A și C. Deoarece punctul C a fost stabil în raport cu placa C, tripla joncțiune a început să migreze spre nord-vest. Prin aceasta placa B a fost împinsă spre nord, iar riftul dintre B și C a atins din nou falia Mendocino, tripla joncțiune devenind din nou de tipul RTF (a).

Pe cît pare de complicată evoluția schițată mai sus, ea nu este o simplă construcție geometrică ci o realitate, fiind verificată de anomalii magnetice

din zonă. Ea evidențiază interesul deosebit pe care îl prezintă analiza riguroasă, geometrică, a triplelor joncțiuni, cu care din păcate geologii jonglează în ultimul timp pentru a găsi tot felul de explicații tectonice, fără să cunoască îngrădirile geometrice pe care le reclamă aceste structuri.

II. MIȘCĂRILE INSTANTANEE ȘI MĂSURAREA LOR

1. Considerații de ordin teoretic.

Mișcarea unui corp rigid într-un plan poate fi descrisă în mod general printr-o rotație în jurul unei axe sau printr-o translație (de fapt tot o rotație cu centrul la infinit). Ea poate fi reprezentată prin vectori raportați la un sistem de referință.

Să considerăm în acest sens două corpuri rigide (plăci), A și B, separate printr-un segment rectiliniu luat ca unitate de lungime (fig. 3.15. a). Să luăm sistemul de referință cu axa y în lungul limitei dintre plăci și axa x plecând distal dinspre A spre B. Viteza de mișcare a plăcii B în raport cu placa A este la origine V_B (V_x , V_y). V_x poate lua valori pozitive și negative, ale ajutându-ne să regăsim, sub altă expresie, cele trei tipuri de margini de plăci litosferice. Dacă $V_x = 0$ atunci nu are loc nici creare, nici distrugere de placă și limita este o falie transformantă. Dacă V_x ia valori pozitive, adică plăcile se depărtează, avem o zonă de expansiune, cu creare de placă, iar dacă V_x ia valori negative, avem distrugere de placă prin apropierea lor. De remarcat că în toate cazurile V_x este independent de V_y , ceea ce arată că nu există nici un motiv geometric ca expansiunea și consumarea de placă să se facă perpendicular pe direcția de mișcare ($V_y = 0$), fapt relevat și anterior și care nu trebuie scăpat din vedere. Dacă $V_y = 0$ mișcarea plăcilor poate fi descrisă prin construcția de vectori (fig. 3.15 b).

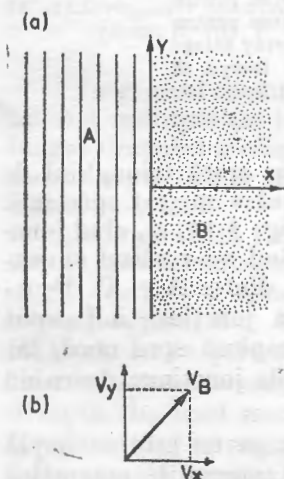


Fig. 3.15 — Mișcarea instantanee între două plăci A și B și orientarea axelor. (b) Descompunerea vitezei V_B , care este a lui B în raport cu A, în vectori (După Le Pichon et al., 1973).

Considerațiile de mai sus sînt valabile, aplicate la Pămînt, pentru suprafețe mici deoarece la suprafețe mari intervine forma sferică a globului ce impune alte modalități de descriere a mișcării. Operînd mișcarea plăcilor litosferice la scara globului, geologii au readus în actualitate o teoremă a lui Euler, emisă în 1776, cunoscută și sub numele de *teorema punctului fix* și care se enunță astfel: „Dacă două poziții succesive ale unui corp rigid au un punct comun, O, trebuie să existe o linie care trece prin O, comună ambelor poziții ale corpului. O rotație în jurul acestei linii luată ca axă va fi totdeauna capabilă să aducă corpul dintr-o poziție în alta”.

Aplicînd această teoremă la o sferă, constatăm că pe ea corpurile rigide nu pot să fie deplasate prin translații, ci numai prin rotații, în jurul unui ax ce trece prin centrul Pămîntului. O mișcare de rotație infinitezimală pe o sferă se face cu o viteză unghiulară ce poate fi exprimată printr-un vector de viteză. Axa în jurul căreia are loc rotația poartă numele de axă de rotație relativă sau *axă euleriană* și ea străpunge sfera în două puncte opuse, *polii eulerieni* (fig. 3.16).

Raționamentele care se fac pe baza teoremei lui Euler pentru pozițiile diferite ale unui corp rigid pe o sferă sînt aplicabile și la mișcarea relativă a două corpuri rigide aflate pe sferă. Acesta este cazul care ne interesează în geologie, corpurile rigide fiind asimilate cu plăcile litosferice, considerate ca nedeformabile. Viteza de deplasare a unei plăci este definită prin viteza unghiulară cu care ea se rotește în jurul axei de rotație instantanee și de poziția acestei axe. Unitatea de măsură pentru viteza unghiulară este distanța străbătută în unitate de timp de un punct de pe suprafața sferei. Ea se măsoară în radiani sau, în cazul Pămîntului, în grade pe milion de ani. Dacă deplasarea unghiulară este infinitezimală, atît ea cît și viteza unghiulară sînt cantități vectoriale ce pot fi reprezentate ca atare. Pentru a fi infinitezimală mișcarea trebuie să fie continuă și cu viteză constantă.

Pentru a descrie mișcarea unui corp rigid, de exemplu Africa, în raport cu altul fix, America, putem scrie vectorul de viteză unghiulară sub forma $\vec{\omega}_{AmAf}$, ceea ce înseamnă că ne referim la viteza unghiulară a Africii în raport cu America. Vectorul ω_{AfAm} este egal cu primul dar de semn opus. Semnul rotației este luat, prin consens, pozitiv dacă este în sensul acelor de ceasornic, privind din centrul Pămîntului spre exterior. Vectorul însuși se notează ca o linie *paralelă cu axa de rotație*, în prelungirea ei deasupra suprafeței Pămîntului. Fiind un vector, lungimea este proporțională cu cantitatea exprimată, deci cu viteza unghiulară. Un astfel de vector, denumit și *vector axial*, pare destul de neobișnuit, fiind trasat în lungul axei de rotație, cînd ne-am fi așteptat să-l găsim ca materializînd mișcarea unui punct chiar pe sferă.

În ce privește stabilirea sensului vectorului, se poate urma așa-numita „regulă a mîinii drepte”. Dacă punem mîna dreaptă cu degetele întinse în direcția în care are loc mișcarea, degetul mare va arăta sensul vectorului, în cazul din fig. 3.16, în afară. Dacă mișcarea s-ar fi făcut invers, de la E spre V, vectorul trebuia să arate spre centrul Pămîntului. Tot așa, în cazul din figură, vectorul $\vec{\omega}_{AmAf}$ arată în afară, pentru o mișcare de la V spre E în emisfera nordică, dar aceeași mișcare, în emisfera sudică, ar fi reprezentată printr-un vector cu vîrfurile spre centrul Pămîntului. În sfîrșit, pentru a descrie mișcarea Plăcii America în raport cu Africa, sensurile ar fi inverse, deci pentru cazul din figură, cu mișcare de la V spre E, în emisfera nordică vectorul $\vec{\omega}_{AfAm}$ ar arăta spre centrul Pămîntului.

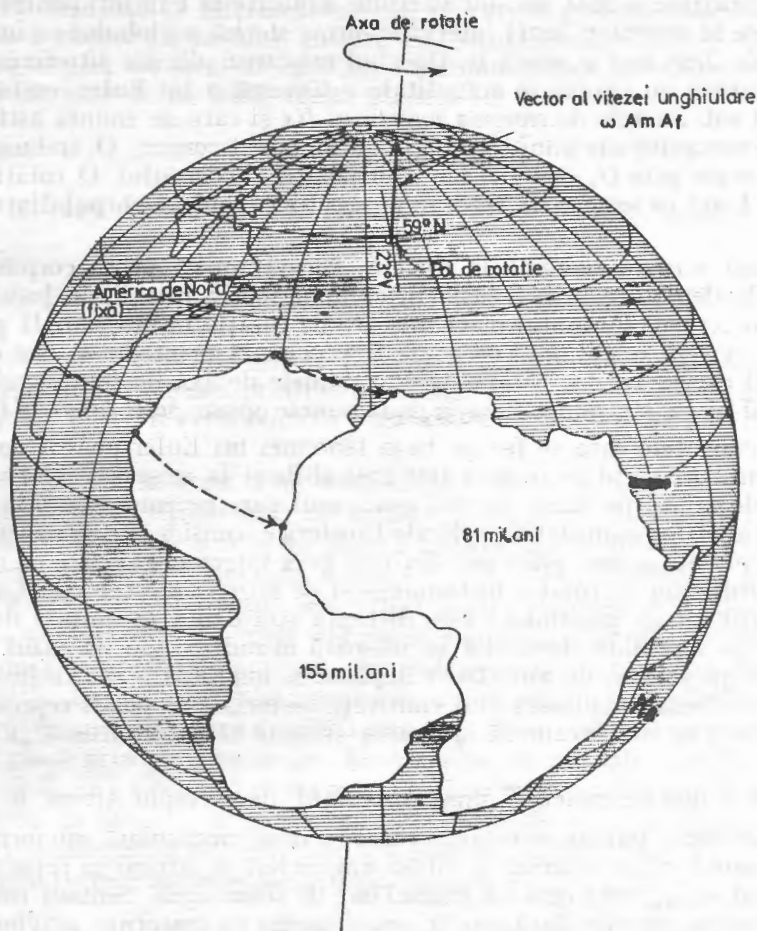


Fig. 3.16 — Axa de rotație, polul de rotație (pol eulerian), viteza unghiulară exprimată printr-un vector, pentru o rotație a Plăcii africane în raport cu Placa americană, considerată fixă. Deplasarea unghiulară este o rotație de $34^{\circ}5'$ în jurul unui pol plasat la 59°N , 23°W . Pentru cele două poziții distanțate în timp viteza medie unghiulară este de $0,5^{\circ}$ pe un milion de ani. Pentru simplificare partea acoperită de apă a plăcilor este omisă (După Hobbs et al., 1976).

Pînă acum am discutat cazul unei singure plăci mobile care se mișcă în raport cu o placă fixă. Nu acesta este cazul concret al tectonicii plăcilor deoarece nu există nici un indiciu că vreo placă este fixă. Problema care se pune de aceea este de a se determina relațiile între mai multe plăci mobile.

Un exemplu simplu, oferit de Hobbs et al. (1976), ne ajută să înțelegem mai bine modul în care se poate determina relația între două puncte în mișcare (fig. 3.17). Fie un avion A care zboară cu o viteză de 100 km/oră în raport cu un sistem de referință M, și un vapor B care navighează cu o viteză de 20 km/oră

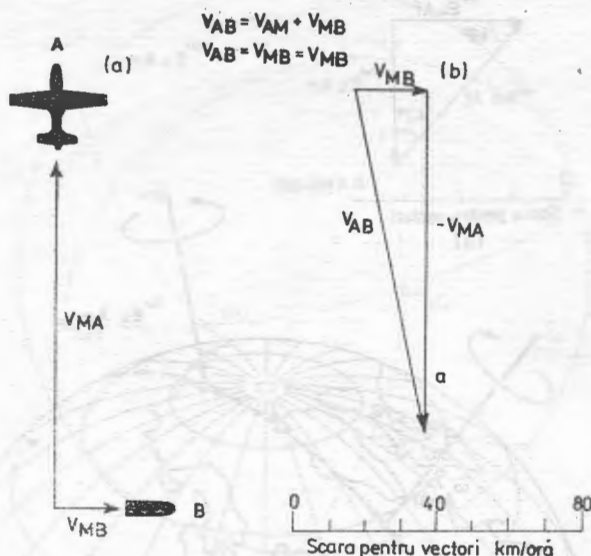


Fig. 3.17 — Exemplu de modul în care viteza a două obiecte în mișcare poate fi descrisă într-un sistem de referință M (a) și modul în care se poate determina viteza între obiecte (b), (După Hubbs et al., 1976).

în raport cu același sistem de referință. Pentru a se afla care este viteza de mișcare între A și B, adică vectorul $\vec{V}_{AB}$, trebuie rezolvată ecuația vectorială

$$\vec{V}_{AB} = \vec{V}_{AM} + \vec{V}_{MB}, \text{ care se poate scrie și} \quad (3.1)$$

$$\vec{V}_{AB} = \vec{V}_{MB} - \vec{V}_{MA} \quad (3.2)$$

Întrucât $\vec{V}_{AM}$ și $\vec{V}_{MA}$ sînt egali dar de semn opus. Ecuația a doua arată că într-un sistem M, viteza lui B în raport cu A este diferența dintre vitezele lui B și A. Grafic problema se rezolvă prin însumarea vectorilor de mișcare într-un triunghi (fig. 3.17. b).

Dacă luăm acum în considerare trei plăci A, B, C, a căror mișcare vrem să o descriem într-un sistem de referință M, putem scrie ecuațiile pentru vectorii de viteze unghiulare după tipul ecuației anterioare:

$$\begin{aligned} \vec{\omega}_{AB} &= \vec{\omega}_{MB} - \vec{\omega}_{MA} \\ \vec{\omega}_{BC} &= \vec{\omega}_{MC} - \vec{\omega}_{MB} \\ \vec{\omega}_{CA} &= \vec{\omega}_{MA} - \vec{\omega}_{MC} \end{aligned} \quad (3.3)$$

Însumînd aceste trei ecuații obținem:

$$\vec{\omega}_{AB} + \vec{\omega}_{BC} + \vec{\omega}_{CA} = 0 \quad (3.4)$$

Aceasta înseamnă că, dacă cunoaștem valorile de mișcare instantanee a două plăci, putem să le însumăm vectorial pentru a obține mișcarea celei de a treia. În mod

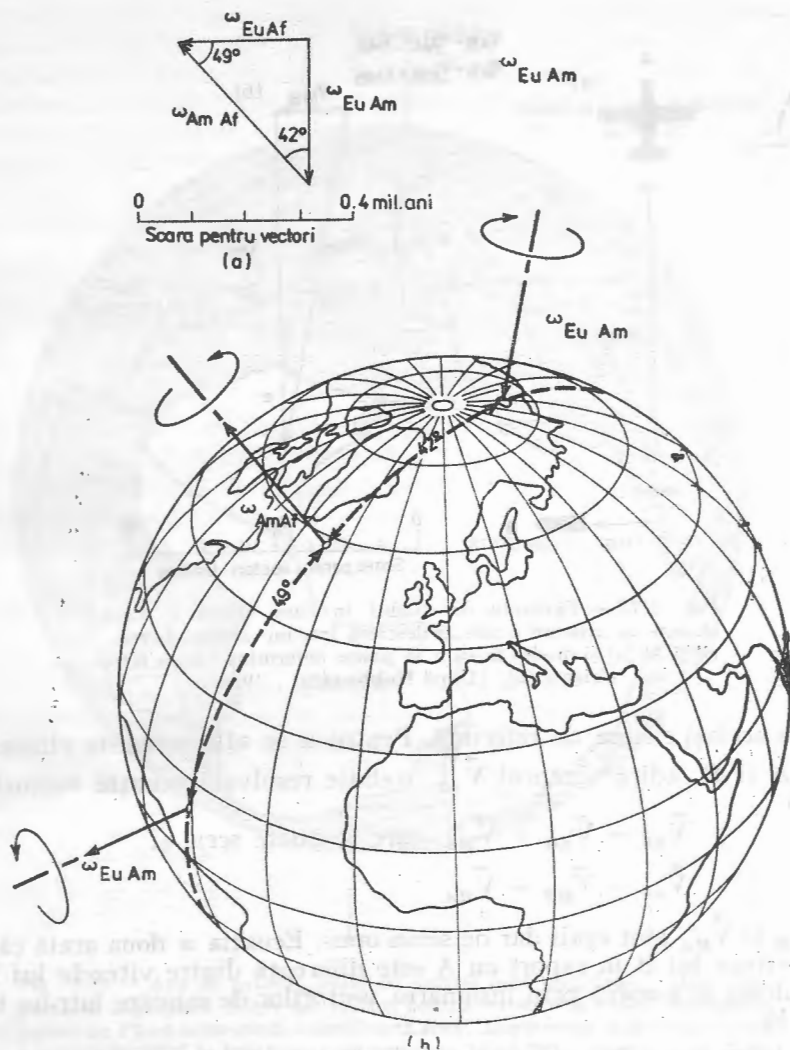


Fig. 3.18 — (a) Triunghiul de vectori utilizați pentru a determina ω_{EuAf} din cunoașterea lui ω_{AmAf} și a lui ω_{EuAm} ; (b) Orientarea celor trei vectori și a cerului mare care unește cei trei poli de rotație (După Hobbs, 1976).

concret, dacă luăm în considerare mișcările dintre Africa și America și dintre America și Europa, putem determina viteza de mișcare dintre Europa și Africa, adică:

$$\vec{\omega}_{EuAf} = \vec{\omega}_{AmAf} + \vec{\omega}_{EuAm} \quad (3.5)$$

Deoarece ecuația se scrie și sub forma

$$\vec{\omega}_{AfEu} + \vec{\omega}_{AmAf} + \vec{\omega}_{EuAm} = 0 \quad (3.6)$$

rezultă că problema se poate rezolva grafic prin construirea unui triunghi închis de vectori (fig. 3.18. a). Un triunghi închis de vectori este în mod obligatoriu com-

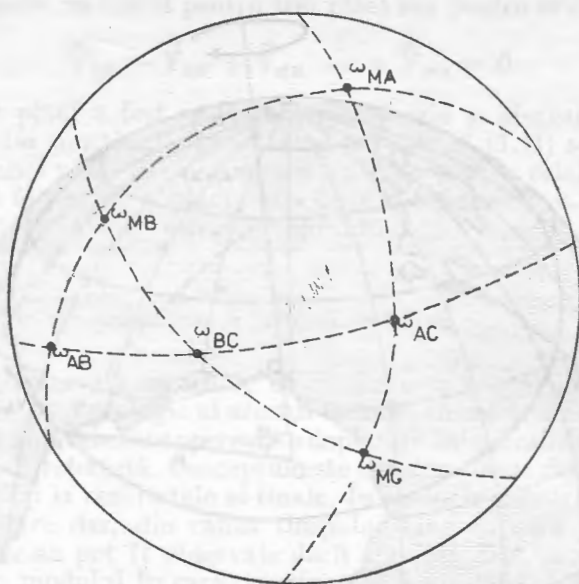


Fig. 3.19 — Cei șase vectori care descriu mișcarea instantanee dintre plăcile Eu, Af și Am în proiecție stereografică (După Hobbs et al. 1976).

pus din trei vectori coplanari, ceea ce înseamnă că cei trei poli de rotație corespunzând pentru $\vec{\omega}_{EuAf}$, $\vec{\omega}_{AmAf}$ și $\vec{\omega}_{EuAm}$ trebuie să se găsească pe un cerc mare (fig. 3.18 b). Metoda este utilizată pentru determinarea polilor de rotație a plăcilor care se deplasează unele în raport cu celelalte.

Cei șase vectori ai ecuațiilor 3.3 pot fi reprezentați și grafic, ca în fig. 3.19, care este o proiecție stereografică pe emisfera superioară.

Ceea ce interesează în problemele de tectonică globală este nu atât mișcarea unghiulară, cât mișcarea particulelor pe glob. Dacă cunoaștem viteza unghiulară instantanee a Africii în raport cu America în radiani pe milion de ani, putem calcula viteza liniară a unui punct P de pe Placa africană. Notăm cu $\vec{V}_{AmAf}$ vectorul reprezentând viteza liniară a acestui punct și cu θ unghiul pe care îl face axa de rotație instantanee cu raza R ce unește punctul P cu centrul globului O (fig. 3.20). Distanța punctului P de axa de rotație este perpendiculara dusă din P pe axă și ea este egală cu $R \sin \theta$. Viteza de mișcare liniară a punctului P (notată V) este produsul vitezei unghiulare în radiani și distanța $R \sin \theta$:

$$V = \omega R \sin \theta \quad (3.7)$$

Direcția în care se mișcă punctul P trebuie să fie tangentă la suprafața Pământului și anume, tangentă la un cerc mic (de latitudine) din jurul polului instantaneu de rotație. Ecuația vectorului este:

$$\vec{V}_{AmAf} = (\vec{\omega}_{AmAf} \times R) \quad (3.8)$$

termenul din dreapta conținând atât direcția cât și mărimea vectorului.

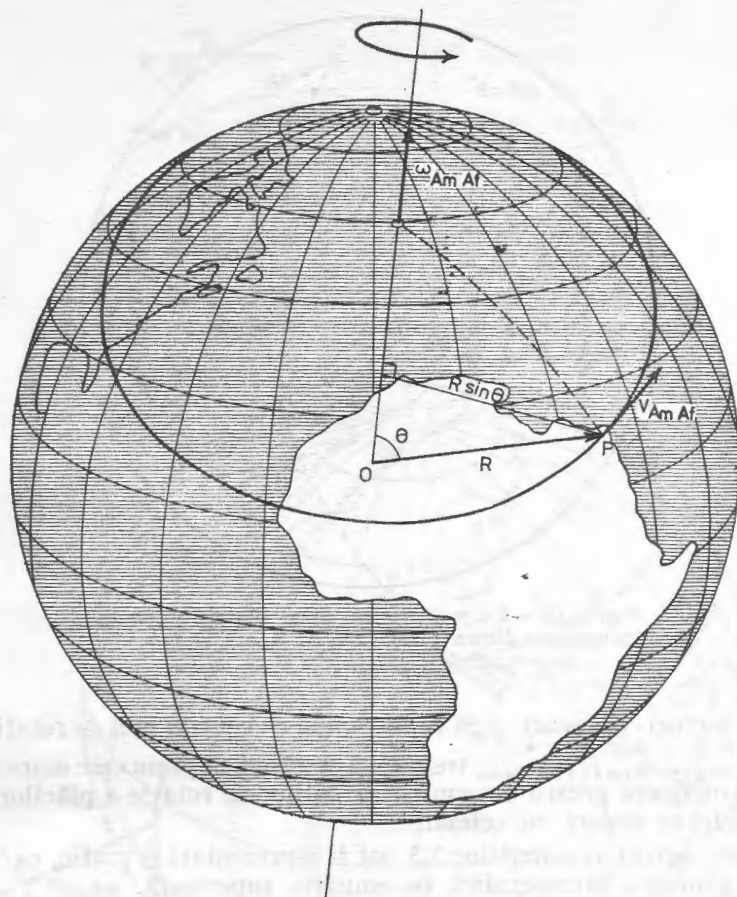


Fig. 3.20 — Relația dintre viteza unghiulară și viteza unei particule. Punctul O este centrul Pământului. Punctul P se află pe Placa africană, R , raza Pământului. Vectorul de viteză $V_{Am Af}$ este perpendicular pe planul definit de OP și axa de rotație. Dacă $\omega_{Am Af}$ este $0,5^\circ/1$ milion ani (sau $0,0087$ radiani/1 milion ani), $R = 6371$, $\theta = 44^\circ$, mărimea lui $V_{Am Af}$ în P este de $38,5$ km/1 milion ani sau $3,85$ cm/an (După Hobbs et al., 1976).

Problema determinării vectorului liniar de mișcare se poate pune și pentru un punct P comun pentru două plăci, deci situat pe limita dintre ele. Dacă se cunoaște pentru el $\vec{\omega}_{AB}$, și deci implicit și $\vec{\omega}_{BA}$, se pot scrie două ecuații de tipul celei din 3.8:

$$\begin{aligned}\vec{V}_{AB} &= (\vec{\omega}_{AB} \cdot R) \\ \vec{V}_{BA} &= (\vec{\omega}_{BA} \cdot R)\end{aligned}\quad (3.9)$$

pentru determinarea vectorilor de viteză tangențială $\vec{V}_{AB}$ și $\vec{V}_{BA}$. Se vede că ei sînt egali și de sens opus, ceea ce ne permite să scriem:

$$\vec{V}_{AB} + \vec{V}_{BA} = 0 \quad (3.10)$$

Același lucru se poate realiza și pentru trei plăci sau pentru orice număr de plăci:

$$\vec{V}_{AB} + \vec{V}_{BC} + \vec{V}_{CD} \dots + \vec{V}_{NA} = 0 \quad (3.11)$$

Cazul a trei plăci a fost utilizat de McKenzie și Morgan pentru a studia stabilitatea triplelor joncțiuni, iar cu ecuația generală (3.11) se poate determina viteza liniară a unei plăci dacă se cunosc valorile pentru celelalte, după cum o ecuație de tipul (3.6) pentru n plăci poate duce la determinarea vitezei unghiulare a unei plăci dacă se cunosc vitezele celorlalte.

2. Metode de măsurare a vitezei relative.

Înainte de a prezenta metodele de măsurare a mișcărilor instantanee este necesar a preciza sensul geologic al acestui termen. În mecanica corpului solid mișcările instantanee sînt cele care operează o deplasare infinitezimală a corpului în raport cu un sistem de referință. Conceptul este oarecum ideal căci se referă la mișcarea în devenire, nu la rezultatele ei finale. În geologie mișcările instantanee pot fi concepute ca atare dar, din cauza timpului lung în care se desfășoară procesele geologice, ele nu pot fi observate decît arareori. Dar, și atunci există unele limitări din cauza modului în care reacționează materialele geologice supuse deplasărilor. În cazul tectonicii plăcilor, deoarece plăcile sînt elastice, ele pot absorbi micile variații de viteză între diferitele puncte. Din această cauză marile seisme, distanțate în timp, determină deplasări de ordinul metrilor, în timp ce mișcarea în lungul unei falii, dedusă pe alte căi, ne apare de ordinul centimetrilor pe an. S-ar putea ca ultima să fie doar media pe un anumit interval de timp a primului tip de mișcări. Acesta este motivul pentru care în tectonica plăcilor mișcările instantanee nu trebuie considerate în sensul lor pur mecanic, ci ca medii ale unor mișcări pe un anumit interval de timp, apreciat a fi de ordinul sutelor de ani. Dealtfel, cu cît mișcările sînt mai rapide, cu atît intervalul de timp care este mediat poate fi mai scurt.

Metoda liniatiilor magnetice. În primul capitol al cărții s-a arătat că inversiunile cîmpului magnetic al Pămîntului au rămas înregistrate în rocile magnetice puse în loc în rifturile de pe dorsalele oceanice conferind acestora un magnetism remanent alternativ, de semn normal (conform dipolului actual) sau de semn schimbat (inversul dipolului actual). Prin însumarea magnetismului remanent la cîmpul actual, rezultă anomalii magnetice, cele pozitive corespunzînd unui răstimp în care dipolul a fost invers. Datorită expansiunii fundurilor oceanice, fișiile de anomalii magnetice sînt purtate lateral față de rift odată cu placa nou formată, materializînd mișcarea divergentă a plăcilor. Cunoșcînd momentul în care a luat naștere o anumită anomalie (timpul scurs de atunci în milioane de ani) și raportîndu-l la distanța la care se află față de rift, se obține viteza de mișcare a plăcii care poartă anomalia respectivă (fig. 1.33 și 1.38).

În ridicările de detaliu ale magnetismului fundurilor oceanice (fig. 1.34 și 1.38), fișiile anormale nu apar perfect simetrice, cum cere teoria, în interpretarea lor trebuind să se țină seama de mai multe elemente, cum ar fi: intruziuni asimetrice puse în loc, ulterior formării plăcii, de material vulcanic cu altă polaritate, adîncimi diferite ale stratului magnetizat din crusta oceanică etc. În afara acestor cauze geologice, oarecum întîmplătoare, există cîțiva parame-

tri de ordin geometric de care trebuie să se țină seama în reconstrucțiile paleogeografice efectuate pe bază de liniatii magnetice.

Un prim fapt care trebuie luat în calcul este poziția geografică a profilului magnetic ce trebuie interpretat precum și poziția geografică pe care o ocupa în momentul în care crusta oceanică a fost magnetizată. Această necesitate derivă din considerații de ordin geometric ce vor fi expuse mai departe.

Influența latitudinii asupra configurației unui profil magnetic este evidențiată în fig. 3.21 în care în partea inferioară este trecută scara magnetică pentru intervalul anomaliilor 27—33. Dacă anomaliile impuse de alternanța de crustă magnetizată normal și invers s-ar datora unui rift orientat N—S și observația s-ar face la 40°S, am avea profilul de jos al anomaliilor magnetice. Cu cât este dus profilul mai spre nord, maximele și minimele diminuează din cauza scăderii componente verticale spre ecuatorul magnetic, pentru ca apoi relieful curbei intensității magnetice să se accentueze din nou. De remarcat însă că relieful este invers, că maximelor din emisfera sudică le corespund minime în cea nordică. Inversitatea este explicabilă deoarece un bloc magnetizat în câmp normal în emisfera sudică, deci cu polaritate sudică, purtat în emisfera nordică cu această polaritate ea devine inversă, generând o anomalie negativă.

Exemplul de mai sus atrage atenția asupra faptului că forma curbei de intensitate magnetică depinde de poziția în care s-a găsit crusta oceanică în mo-

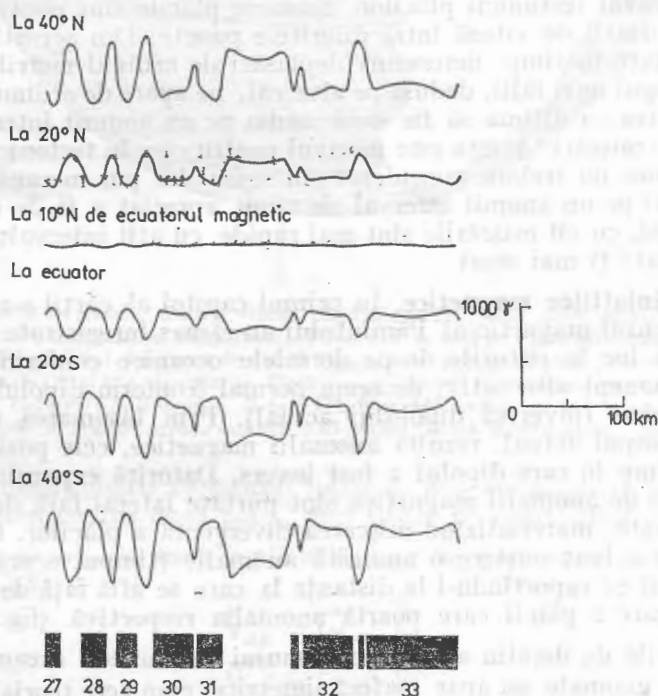


Fig. 3.21 — Anomalii magnetice produse de un fund oceanic magnetizat la 40°S cu expansiune est-vest și semirata de 3 cm/an și apoi migrat la latitudinile notate la stînga. Toate profilele au fost calculate pentru longitudinea de 86°E (După McKenzie și Sclater, 1971).

mentul în care și-a dobândit magnetismul, dar și de locul în care se află acum, cînd este făcută măsurătoarea.

Pînă acum am luat în considerare o expansiune est-vest, cu un rift orientat nord-sud. Dacă riftul are o altă orientare este evident că intervine o modificare a intensității datorită acestui fapt, știut fiindcă fiecare punct de pe glob are o valoare specifică a intensității magnetice, valoare ce trebuie scăzută pentru a se afla intensitatea magnetismului remanent. Iar dacă măsurătorile se fac pe cele două părți ale riftului, curba anomaliilor va prezenta o asimetrie față de axa de expansiune.

Ținîndu-se seama de constrîngerile impuse de structura cîmpului magnetic arătate mai sus, a fost elaborată metodologia de studiu a magnetismului oceanic și de determinare cu ajutorul lui a dinamicii fundurilor oceanice. Ea cuprinde două operații bine distincte: (1) măsurătorile de teren și reprezentarea lor și (2) elaborarea unor modele teoretice care sînt comparate cu rezultatele primei operații.

Măsurătorile se efectuează pe profile dispuse perpendicular pe riftul care a generat crusta oceanică ce urmează să fie studiată, profile străbătute de nave registratoare sau de avioane ce efectuează ridicări aeromagnetice. În ce privește valorile obținute, ele trebuie interpretate căci cuprind atît „semnalul” dat de anomaliile liniare, cît și „zgomotul” determinat de magnetizarea foarte intensă a crustei în apropierea riftului și care reflectă variațiile de relief. Din fericire cea din urmă fiind izotropă, amplitudinea scade cu $1/h^3$ (h fiind înălțimea deasupra sursei). „Semnalul” pe care îl urmărim, fiind datorat unei surse liniare, amplitudinea lui descrește cu $1/h^2$, ceea ce face ca la cîteva sute de metri deasupra crustei, care este sursa, „zgomotul” să dispară și să rămînă numai „semnalul” care se înregistrează de magnetometrul cu care se face ridicarea.

Tot ca factori accidentali de luat în calcul sînt variațiile zilnice ale intensității cîmpului magnetic, eventualele furtuni magnetice, mai ales la latitudinile înalte etc. Dar, ținînd seama de toți acești factori se obțin valorile de intensitate totală a cîmpului magnetic în lungul traseului străbătut, pe baza căruia se construiește profilul geomagnetic.

Concomitent cu această operație se elaborează un model teoretic pentru o anumită grosime a stratului magnetizat din crustă, pentru o anumită susceptibilitate magnetică, pentru o anumită înălțime deasupra fundului oceanic (de obicei pentru suprafața apei) și pentru o anumită poziție geografică a profilului (latitudine și azimut). Pentru obținerea curbei de intensitate magnetică se preia în scara inversiunilor magnetice alternanța de epoci cu magnetizare normală și inversă, care vor da maxime și minime. Pentru transformarea acestei scări de timp într-una spațială se atribuie viteze diferite de expansiune, ceea ce înseamnă lățimi diferite ale benzilor anormale.

În sfîrșit, la valorile astfel obținute se adună vectorial valorile de intensitate ale cîmpului principal terestru, pentru locul respectiv, așa cum rezultă din hărțile IGRF (= Cîmpul internațional geomagnetic de referință) ce se publică din 5 în 5 ani. În acest mod se obține un set de profile teoretice pentru diferite viteze de expansiune și rămîne ca prin comparație să se găsească cel care corespunde cel mai bine cu profilul măsurat, determinîndu-se astfel viteza de expansiune (Talwani și Heitzler, 1964; Vine, 1966; McKenzie și Sclater, 1971).

De foarte multe ori supozițiile făcute pentru găsirea suprapunerii dintre profilele teoretice și cele măsurate nu sînt suficiente căci intervin și alte elemente

perturbatoare. Așa de exemplu, dacă crusta și-a dobândit magnetizarea într-un anumit loc geografic și a fost purtată apoi în alt loc prin mișcarea plăcii, profilul teoretic nu se potrivește cu cel măsurat. Pentru aceasta sînt elaborate profile teoretice pentru alte poziții geografice, care sînt comparate cu cel măsurat. Pentru a ilustra cît de anevoioasă este găsirea unei soluții prezentăm exemplul din fig. 3.22 care se referă la porțiunea de anomalii 29—33 din Oceanul Indian (la vest de Australia) unde liniatiile se găsesc la 8°S , 84°V și au un azimut de $\text{N}96^{\circ}\text{E}$. Profilul teoretic (1), calculat pentru blocuri magnetizate egal, aflate cu 5 km sub nivelul mării și cu baza la 7 km, cu o susceptibilitate magnetică de 0,01 și pentru o viteză de expansiune de 3—8 cm/an, arată că nu există o potrivire posibilă cu profilul măsurat (2), fapt pentru care au fost calculate mai multe variante, considerînd că riftul care a generat anomaliile s-a aflat la latitudinile și a avut azimuturile indicate în figură. De subliniat că în căutarea potrivirii nu importă atît amplitudinea curbei (care este dată de susceptibilitate), cît configurația ei (dependentă de procesul dinamic de generare și deplasare a plăcii). Cel mai bun acord este cu profilul 4, de la care se poate începe așadar reconstrucția paleogeografică.

În aprecierea vitezei de expansiune după liniatiile magnetice sînt de luat în considerare și alți factori. De exemplu, oblicitatea între direcția riftului și mișcarea de expansiune. Cum liniatiile reflectă pe cea din urmă, ele pot fi utilizate

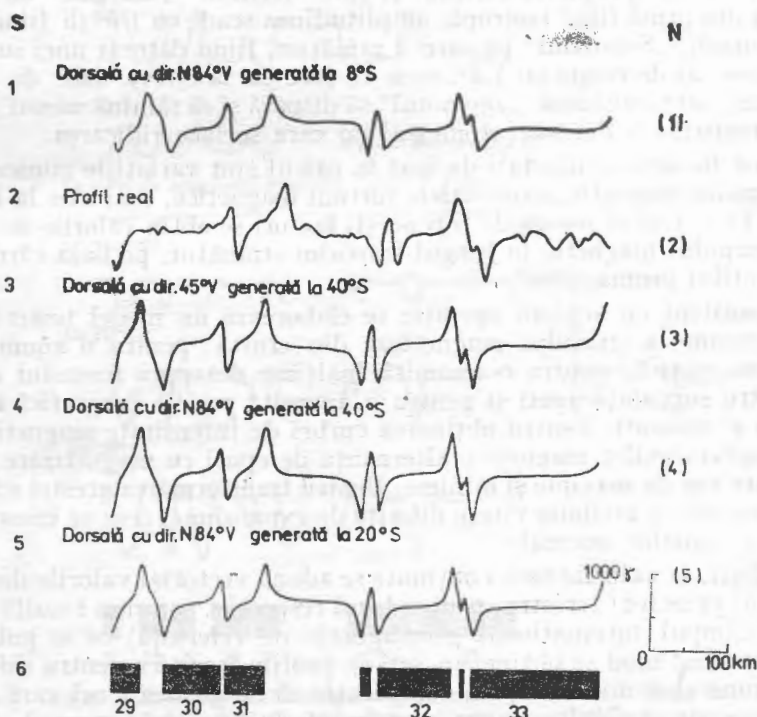


Fig. 3.22 — Anomaliile magnetice calculate pentru liniatii aflate acum la 8°S , 84°V și cu poziția $\text{N}96^{\circ}\text{E}$, presupuse a fi fost generate la latitudinea și cu poziția indicată. Profilul real (2) are cea mai bună suprapunere cu modelul (4), (După McKenzie și Sclater, 1971).

Direct pentru calcularea vitezei numai dacă expansiunea este perpendiculară pe rift, în caz contrar trebuie introdus în calcul și unghiul dintre rift și liniații.

Locul în care se face măsurătoarea de viteză este important nu numai în raport cu coordonatele geografice, ci și cu cele euleriene. Orice rotație în jurul unui ax are viteza unghiulară egală peste tot, dar, din ecuația (3.7) rezultă că viteza liniară a unui punct pe sferă depinde de sinusul unghiului pe care îl face raza dusă la punctul considerat și axa de rotație euleriană. La unghiul maxim de 90°, adică pe ecuatorul mișcării, viteza liniară este maximă, în timp ce în polul eulerian este zero. Aceasta înseamnă că viteza cu care se mișcă o placă variază de la 0 (în pol) la o viteză maximă (pe ecuator). Cu alte cuvinte, distanța de la rift la o anomalie magnetică variază cu latitudinea din rețeaua euleriană. Aspectul este vizibil din tabelul VII în care sînt trecute cîteva viteze de deplasare a plăcilor în diferite puncte, în funcție de poziția geografică:

Tabelul VII

Rate de expansiune (în cm/an)

Oceanul Pacific			Oceanul Atlantic			Oceanul Indian		
lat.	long.	rata	lat.	long.	rata	lat.	long.	rata
48°N	127°V	2,9	28°N	44°V	1,25	19°N	40°V	1,0
17°S	113°V	6,0	22°N	45°V	1,4	13°N	50°V	-,0
40°S	112°V	5,1	25°S	13°V	2,25	7°N	60°V	1,5
45°S	112°V	5,1	28°S	13°V	1,95	5°N	62°V	1,55
48°S	113°V	4,7	30°S	14°V	2,0	22°S	69°V	2,2
51°S	117°V	4,9	38°S	17°V	2,0	30°S	76°V	2,4
58°S	149°V	3,9	41°S	18°V	1,65			
60°S	150°V	4,0						
63°S	167°V	2,3						
65°S	170°V	2,0						
65°S	174°S	2,8						

După Heirtzler et al., 1968.

Pentru calcularea vitezei de expansiune a unei dorsale într-un anumit punct al ei, Morgan (1968) a propus formula:

$$V_r = V_{max} \sin \theta \cos (\text{dir.} - \alpha) \quad (3.12)$$

în care V_{max} este viteza la ecuatorul eulerian, V_r este viteza în punctul respectiv, θ este arcul de cerc între punctul de pe dorsală și polul eulerian, iar α este arcul între polul eulerian și polul geografic (pozițiile celor două puncte, polul eulerian și punctul de pe dorsală sînt date în longitudine și latitudine). (Pentru detalii a se vedea Morgan, 1968, p. 1963). Variația vitezei de expansiune în funcție de poziția punctului considerat în rețeaua euleriană rezultă și din figura 3.23 în care rata de expansiune este prezentată prin valorile măsurate și printr-o curbă calculată din liniațiile magnetice pentru diferite profile măsurate.

În sfîrșit, în calcul trebuie să se țină seama și de eventualele variații ale vitezei de expansiune în timp. Ceea ce numim viteză instantanee este de fapt o medie pe un lung interval dar, avînd la dispoziție un profil magnetic perpendicular pe direcția de expansiune, cu anomalii bine datate, se pot calcula ratele de

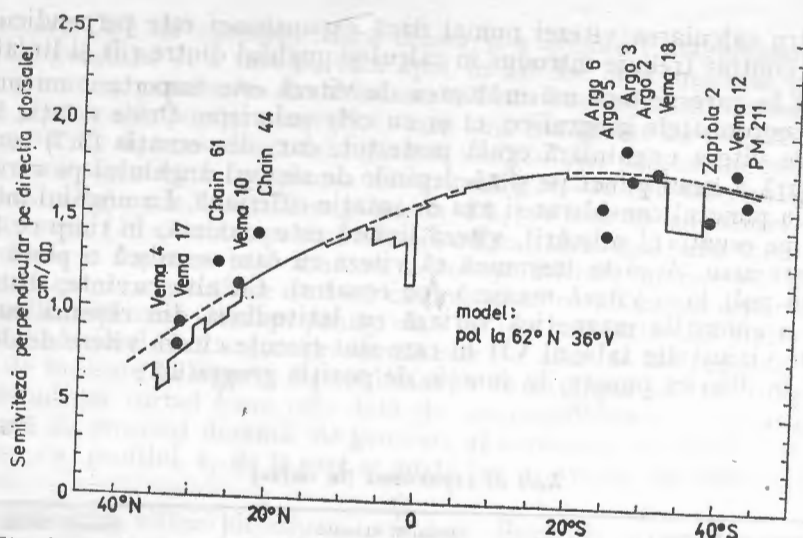


Fig. 3.23 — Variația vitezei de expansiune cu latitudinea geografică în Oceanul Atlantic. Vitezele determinate în diferite puncte prin ridicări directe sînt notate cu puncte; linia plină indică viteza calculată perpendicular pe rift (ținînd seamă de azimutul riftului); linia întreruptă indică viteza calculată paralel cu direcția de expansiune (După Morgan, 1968).

expansiune pentru diversele intervale. În acest sens liniile trasate în fig. 1.25 pentru trei dorsale sînt valabile doar pentru cele 3 milioane de ani luate în considerare. Pentru un răstimp de 30 milioane de ani valorile nu se mai înscriu pe o dreaptă ci evidențiază variații ale ratei de expansiune (fig. 3.24). După cum se

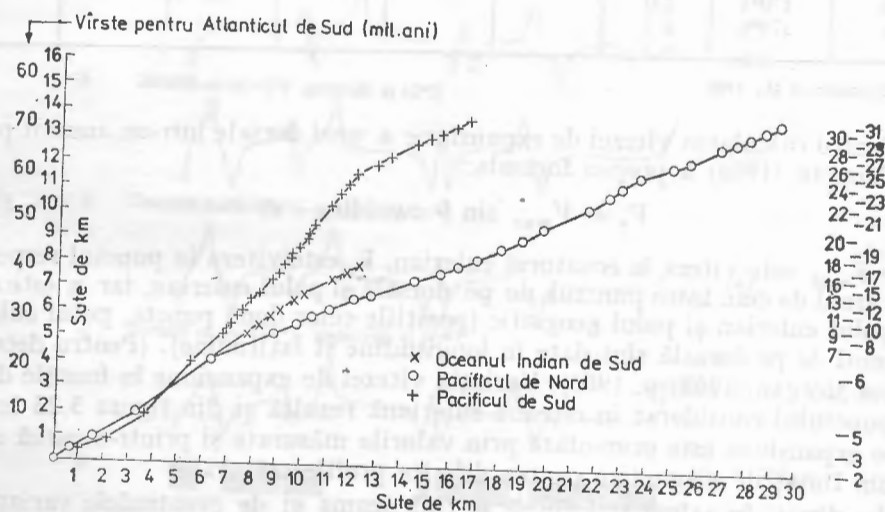


Fig. 3.24 — Distanța de rift (abscisă) pentru o anumită anomalie în Atlantic (ordonată) dată în vîrstă și în distanță. La distanța din abscisă sînt raportate distanțele aceluiași anomalii din Oceanul Atlantic, Pacificul de Sud și Pacificul de Nord. La dreapta sînt indicate anomaliile utilizate (După Heirtzler et al., 1968).

vede, ca bază au fost luate vîrstele deduse pentru Oceanul Atlantic de Sud, considerat a fi avut o rată constantă de expansiune. Plasînd anomaliile date la distanţele specifice fiecărui ocean, se constată de exemplu că în Pacificul de Sud rata de expansiune a fost între anomaliile 30—24 mai mare, scăzînd pînă la anomalia 5, pentru a creşte din nou de atunci încolo.

Observaţiile făcute mai sus arată că, deşi anomaliile magnetice oferă cea mai sigură metodă de determinare a vitezei de expansiune, ea trebuie utilizată cu grijă, ţinîndu-se seama de numeroşii factori care intră în joc.

Metoda batimetrică. Se ştie de mult că dorsalele se prezintă ca un masiv înălţat în centru şi cu pante ce coboară lent lateral, ceea ce poate fi exprimat sub forma că adîncimea apei creşte treptat cu distanţa de la creasta dorsalei spre margini. Cum astăzi se ştie că vîrsta crustei oceanice creşte dinspre creasta dorsalei spre margini, se poate face corelarea între vîrsta crustei şi adîncimea apei or, cum vîrsta este dependentă de viteza de expansiune, se poate găsi o relaţie între adîncimea apei şi viteza de expansiune.

Pentru stabilirea unei relaţii matematice trebuie plecat de la datele obţinute prin măsurători. Ele sînt sintetizate de Sclater et al., pentru anul 1971, şi sînt redatate în tabelul VIII.

După cum se vede, pentru vîrste pînă la 30 milioane ani sînt date suficiente, în schimb pentru vîrste mai mari nu există decît trei serii de date, ceea ce limitează valabilitatea concluziilor. De asemenea, doar trei zone (coloanele

Tabelul VIII

Adîncimea medie a oceanelor în funcţie de vîrstă

Vîrsta mîl. ani	1	2	3	4	5	6	Media (m)
0	2 783	2 596	2 712	2 700	2 606	2 518	2 619
2	3 091	2 840	2 982	3 003	2 870	2 788	2 929
4	3 306	3 068	3 191	3 270	3 096	2 989	3 173
6		3 196	3 381	3 460	3 221	3 247	3 303
8		3 353	3 529	3 642	3 400	3 472	3 481
10	3 554	3 546	3 730	3 899	3 581	3 571	3 604
15					4 103		3 975
21	4 092	3 969	4 089		4 184	4 046	4 083
29	4 343	4 261	4 338				4 314
33	4 507						4 507
35	4 636						4 636
38	4 695	4 565				4 612	4 624
46						4 911	4 911
53	5 179	4 983				5 136	5 099
60						5 227	5 227
63		5 060		5 389			5 224
64	5 342						5 342
67		5 270					5 270
70,5	5 562					5 591	5 576
77,5	5 638	5 397					5 517

1 = Pacificul de Nord; 2 = Pacificul de Sud < 3 cm/an; 3 = Pacificul de Sud > 3 cm/an; 4 = Oceanul Indian de SE; 5 = Oceanul Indian central; 6 = Atlanticul de Sud. Media nu corespunde cu cifrele prezentate în tabel deoarece din tabelul original au fost eliminate 3 coloane (După Sclater et al., 1971).

1, 3 și 4) se referă la expansiuni mai mari de 3 cm/an, celelalte au viteze sub această valoare.

Într-o primă aproximație Sclater et al. (1971) au considerat că relația dintre vârsta crustei oceanice, t și adâncimea apei A , este simplă, de tipul $A = f(t)$, fapt confirmat de datele din tabelul VIII. În 70 milioane ani creșterea adâncimii este de 3 000 m față de care deviația standard pentru o vîrstă dată este cu un ordin de mărime mai mică (120 m). Există o diferențiere între dorsalele cu rată mare și mică de expansiune. Adâncimea medie pe creasta dorsalelor cu viteză mai mare de 2 732 m, iar pentru cele cu viteză mică de 2 563 m, ceea ce duce și la o diferență a pantei medii, care este de 147 m/l milion ani la dorsalele cu viteză mare, și de doar 129 m/l milion la cele cu viteză mică.

Diferențierea pe care o face viteza de expansiune (V) arată că relația este mai complicată, de tipul $A = f(t, V)$ dar ea acționează numai asupra crustei mai tinere de 30 milioane ani căci după aceea se pare că diferențele se atenuază.

Relația dintre adâncimea apei și vârsta crustei oceanice este explicată prin contracția termică pe care o suferă crusta în drumul ei distal față de riftul în care a luat naștere și unde și-a dobîndit un considerabil bagaj termic. Studiile de detaliu ale lui Parker și Oldenburg (1973) și ale lui Sclater și Francheteau (1970) au arătat că din cauza contracției, adâncimea crește cu rădăcina patrată a vârstei $A(t) = A_0 + kt^{\frac{1}{2}}$, în care A_0 este adâncimea la creasta dorsalei și k este o constantă. Această coborîre este perturbată de anomalii de mare lungime de undă ce pot fi corelate cu anomalii gravimetrice (Anderson et al., 1973; Menard, 1973), cu rata de expansiune (Rona, 1971), sau depind de latitudine (Menard și Dorman, 1977).

Utilizînd datele din tabel, Le Pichon et al. (1973) au propus o funcție mai elaborată care să exprime relația dintre adâncime și vîrstă. Ea este:

$$A = A_L - k_1 \exp(-t/c_1) - k_2 \exp(-t/c_2) \quad (3.13)$$

în care A este adâncimea, A_L este adâncimea maximă, t este timpul, c_1 și c_2 sînt constante de timp (în milioane de ani) și k_1 și k_2 constante de distanță (în metri). A_L a fost considerat 7 100 m, pe baza măsurătorilor care arată că aceasta este adâncimea bazinelor de 140—180 milioane ani. Expresia grafică a funcției de mai sus este redată în fig. 3.25 în care curba din (a) este pentru expansiune rapidă, iar curba din (b) pentru expansiune lentă. Primul termen exponențial este același pentru ambele curbe, cel de-al doilea diferă prin valoarea constantelor.

Cu cele două curbe de mai sus se poate determina, cunoscîndu-se adâncimea apei într-un anumit punct, vârsta crustei oceanice. Cunoscînd vârsta și distanța de axa dorsalei, se poate determina viteza de expansiune. Relația s-a dovedit a fi corectă mai ales în intervalul de vîrstă 2—50 milioane ani, pentru dorsalele cu expansiune lentă și cu topografie liniștită. Dificultatea în aplicare o pune faptul că ea prezintă excepții, fără să se poată prevedea unde și datorită căror factori.

Metoda deplasărilor seismice. Cutremurele de pămînt se produc la limita dintre plăcile litosferice, mai ales în zonele de convergență (zone de subducție, sau de alunecare laterală, falii transformante) ca urmare a acumulării de tensiuni generate de mișcarea diferențială dintre plăci. Bazat pe acest fapt,

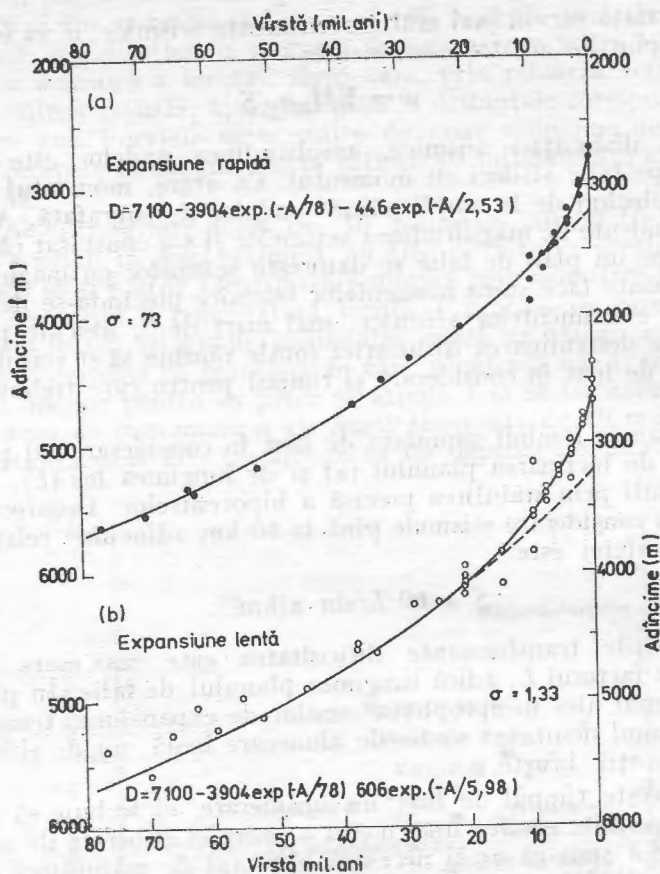


Fig. 3.25 — Raportul dintre adâncimea oceanelor și vîrsta cruste. Sus, pentru expansiune rapidă; jos, pentru expansiune lentă. σ , deviația standard (După Sclater et al., 1971)

Brune (1968) a imaginat o metodă de determinare a mișcării plăcilor plecînd de la magnitudinea cutremurelor care iau naștere la limita dintre două plăci, considerînd că există un raport între deplasarea generală în lungul unui plan de falie și suma momentelor sismice generate pe acel plan. Metoda este valabilă numai dacă se presupune că întreaga deplasare se face prin dislocații succesive și nu prin alunecare lentă.

Magnitudinea unui seism determinat plecînd de la undele de suprafață, depinde de produsul dintre deplasare și suprafața pe care are loc deplasarea. Deplasarea este dată de relația:

$$u = M_0 / \mu \cdot Z \quad (3.14)$$

în care u este dislocația în lungul planului de falie, M_0 este momentul unui cuplu (unul din cele două cupluri a căror aplicare determină dislocația), μ este rigiditatea elastică a mediului, iar S suprafața pe care are loc dislocația. Dacă

pe aceeași suprafață survin mai multe evenimente seismice, u va fi egal cu suma momentelor cuplurilor acestor evenimente:

$$u = \Sigma M_0 / \mu \cdot S \quad (3.15)$$

În teoria dislocației seismice, amplitudinea undelor este proporțională cu deplasarea pe falie și deci cu momentul. Ca atare, momentul seismic poate fi determinat plecând de la amplitudinea undelor de suprafață. Acestea sînt la rîndul lor dependente de magnitudinea seismelor și s-a constatat că 70% din dislocația totală pe un plan de falie se datorește seismelor cu magnitudinea peste 7. Ca atare se poate face suma momentelor seismice plecîndu-se de la însumarea magnitudinilor evenimentelor seismice, mai mari de 7, născute pe un plan de falie. Pentru determinarea dislocației totale rămîne să se stabilească doi factori: suprafața de luat în considerare și timpul pentru care trebuie făcută însumarea.

Pentru planele Benioff suprafața de luat în considerare (n) poate fi calculată în funcție de înclinarea planului (α) și de lungimea lui (L). Ambii factori sînt determinabili prin stabilirea precisă a hypocentrelor. Deoarece, în general, au fost luate în considerare seisme pînă la 60 km adîncime, relația pentru determinarea suprafeței este

$$S = 60 L / \sin \alpha [\text{km}^2]. \quad (3.16)$$

Pentru faliile transformante dificultatea este mai mare deoarece este greu de precizat factorul L , adică lungimea planului de falie. În plus, pe faliile transformante, mai ales în apropierea zonelor de expansiune, temperatura mare face ca mecanismul dominant să fie de alunecare lentă, nu de eliberare a energiei prin dislocații bruște.

În ce privește timpul de luat în considerare, el trebuie să fie destul de mare pentru a permite găsirea unei medii a energiei eliberate de seisme pe unitate de timp. S-a spus că ar fi necesari 1000 ani de măsurători continui, dar Davies și Brune (1971) au arătat că media pe 70 ani dă rezultate în acord cu metoda liniatiilor magnetice.

În concluzie, plecînd de la magnitudinea seismelor determinate pe baza amplitudinii undelor de suprafață, se pot determina momentele seismice ale seismelor intervenite pe o anumită suprafață de falie într-un anumit timp, iar prin însumarea acestora se poate calcula deplasarea totală care a avut loc pe acea falie. Împărțind deplasarea totală la timpul luat în considerare, se determină viteza corespunzătoare de alunecare lentă care a dus la acumularea de tensiuni, rezolvate prin dislocații seismice.

Deși în aparență metoda nu este prea precisă, ea este singura care poate oferi în momentul de față valori pentru mișcarea plăcilor în zonele de subducție. De asemenea, este valabilă pentru faliile transformante continentale, unde doar măsurătorile geodezice o pot depăși. Menționăm astfel că prin metoda deplasărilor pe planele de falie a fost determinată viteza de 2—6 cm/an pe falia Sar. Andrea și de 11 cm/an pe falia anatoliană.

Metoda lungimii planelor de subducție. După ce Le Pichon a determinat vitezele de mișcare ale plăcilor în numeroase puncte pe glob, Isacks et al. (1968) au constatat că există o relație între aceste viteze și lungimea planelor Benioff, măsurată de la suprafață (din fosă) pînă în locul unde dispare activitatea seis-

mică și placa își pierde identitatea prin asimilare în manta. Relația este prezentată în fig. 3.26 și din ea reiese că $L = v \times 10^7$. Această corelație a fost la început interpretată ca reflectând o stagnare în expansiune acum 10 milioane ani, când activitatea seismică a încetat, după care, prin reluarea activității, plăcile au avansat cu viteza actuală, ajungând până la distanțele corespunzând timpului de 10 milioane ani. Forajele suboceanice de mare adâncime nu au evidențiat însă nici o întrerupere în expansiune în ultimii 70 milioane ani așa că explicația nu este valabilă.

O altă posibilitate este aceea ca 10 milioane ani să fie constanta seismică de timp a plăcii în zona seismică, cu alte cuvinte ca acesta să fie timpul necesar ca placa să-și piardă identitatea reologică prin asimilare în manta. Dacă se presupune că există o temperatură limită T dincolo de care materialul nu este casant, placa își pierde identitatea odată ce atinge această temperatură. Dacă se presupune că mantaua în care plonjează are o temperatură uniformă, timpul necesar pentru ca placa să atingă T și să fie asimilată este independent de viteza de consumare a ei. Acest timp este de 10 milioane ani, ceea ce face ca distanța până la care ajunge să fie dependentă numai de vârsta ei,

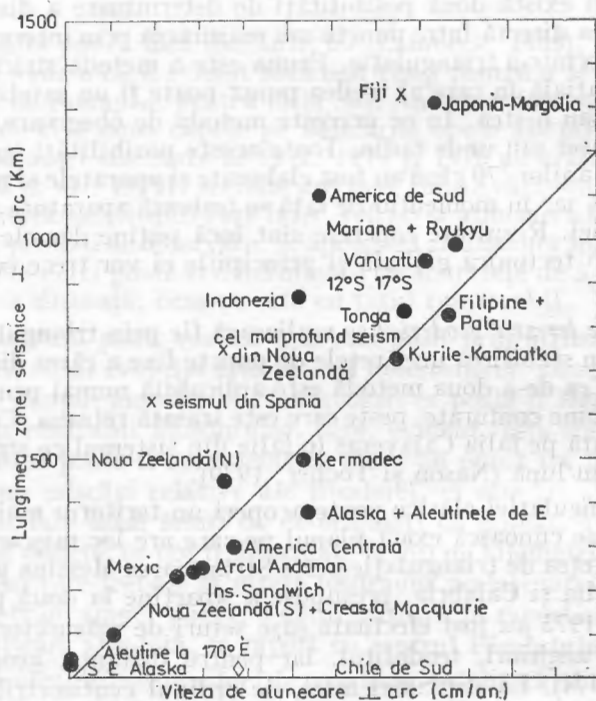


Fig. 3.26 — Raportul dintre lungimea zonei seismice și viteza de subducție, calculat din construcții cinematice de Le Pichon (1968). Cu puncte, cele mai importante arcuri insulare și subducții subcontinentale; cu cruci, evenimente seismice neobișnuit de profunde; cu romb, situația pentru Chile. Linia oblică prezintă poziția teoretică pentru o expansiune uniformă în ultimii 10 milioane ani (După Isacks et al., 1968).

deci de viteză cu care s-a deplasat din locul în care a luat naștere și pînă cînd dispare. În acest sens este semnificativ faptul că în Japonia planul Benioff este cel mai lung, pentru o litosferă ce depășește 200 milioane ani, în timp ce planul Benioff ce plonjează sub America Centrală este cel mai scurt, pentru o litosferă de doar cîteva milioane de ani vechime.

Metoda lungimii planelor Benioff nu este foarte precisă, fapt vizibil de altfel și în fig. 3.26 în care alinierea punctelor nu este perfectă. Ea se bazează pe o relație empirică, puțin clarificată, și mai ales care nu permite prezicerea abaterilor. Ea oferă însă alte posibilități de exploatare a acestei relații, mai ales în ce privește determinarea grosimii plăcii care se subduce, în condițiile în care se cunoaște viteza de deplasare.

Metodele de măsurare directă. Cea mai sigură metodă de determinare a unei viteze este cea a măsurătorilor directe, prin care se află cu cît a variat distanța între două puncte într-un anumit timp. Tehnica modernă permite în momentul de față măsurători de foarte mare precizie, singurul impediment pentru aplicarea largă a metodei fiind intervalul de timp încă insuficient pentru a se fi înregistrat variații destul de mari și care să fi fost verificate sistematic.

În principiu există două posibilități de determinare a distanței între două puncte: măsurarea directă între puncte sau măsurarea prin intermediul unui al treilea punct, deci printr-o triangulație. Prima este o metodă strict terestră, a doua este o metodă spațială în care al treilea punct poate fi un satelit artificial al Pământului, Luna sau o stea. În ce privește metoda de observare, ea poate fi rază vizuală, o rază laser sau unde radio. Toate aceste posibilități au fost gîndite teoretic la începutul anilor '70 cînd au fost elaborate și aparatele și metodele matematice de prelucrare, iar în momentul de față se testează aparatura și se caută îmbunătățirea rezoluției. Rezultate concrete sînt încă puține dar ele lasă de pe acum să se întrevadă că tectonica globală și principiile ei vor trece cu succes și aceste probe decisive.

Măsurătorile terestre geodezice se realizează fie prin triangulație obișnuită cu teodolitul, fie prin stabilirea unei rețele de puncte fixe a căror distanțare este măsurată periodic. Cea de-a doua metodă este aplicabilă numai pentru zone înguste, de exemplu falii bine conturate, peste care este trasată rețeaua. Cu un astfel de sistem a fost detectată pe falia Calaveras (o falie din sistemul ce străbate California) o mișcare de 1 mm/lună (Nason și Tocher, 1970).

Metoda triangulației clasice poate acoperi un teritoriu mai mare, detectînd deplasări fără să se cunoască exact planul pe care are loc mișcarea. În acest sens a fost stabilită o rețea de triangulație peste Strîmtoarea Messina pentru a se repera mișcări între Sicilia și Calabria, presupuse a aparține la două plăci diferite. În intervalul 1970—1973 au fost efectuate șase seturi de măsurători în care au fost utilizate, pentru unghiuri, teodolitul, iar pentru distanțe, geodimetre cu laser (Caputo et al., 1974). La deplasări mici, de ordinul centimetrilor pe an, cu cît timpul scurs între două măsurători este mai mic, riscul de a se trage concluzii eronate este mai mare. De aceea se consideră ca date sigure cele care acoperă un interval de minimum 20 ani. Sub această limită rezultatele sînt supuse unei analize statistice pe baza căreia se pot face numai afirmații de probabilitate. Așa de pildă pentru cazul Strîmtoării Messina pentru cei trei ani de măsurători se poate afirma că o deplasare de 3 cm are certitudinea de 95%, în timp ce o deplasare de 9 cm o certitudine de doar 80% (Van Mierlo, 1979).

Tot cu o rețea geodezică de primul ordin au fost evidențiate în Japonia mișcări de deplasare, în timpul marilor cutremure a arcului japonez, spre Pacific, conform schemei de subducție (Harada și Shiamura, 1979), dar cele mai ample lucrări în această direcție au fost întreprinse pentru falia San Andrea din California, pusă sub supraveghere geodezică încă din 1944. Repetatele măsurători, efectuate cu aparatură tot mai precisă, au dus la rezultatul (Meade, 1966) că în 20 ani cele două margini s-au deplasat relativ cu 60 cm. Aparatură mai perfecționată, de măsurare electronică a distanțelor (geodimetre) a dat o deplasare în medie de 2–4 cm/an (Hoffmann, 1968). Cu geodimetrele convenționale se poate obține astăzi o acuratețe de 2–3 părți la 10^6 , ceea ce înseamnă o precizie de 4–6 cm la 20 km.

Geodezia spațială utilizează ca punct de sprijin un corp extraterestru față de care se efectuează măsurători, de poziție și de distanță. În ultimul deceniu a luat un mare avânt geodezia satelitară în care corpul vizat este un satelit artificial. Pe el este plasată o oglindă reflectantă pentru raze laser ce sînt emise din diferite puncte de stație de pe Pămînt, care recepționează și unda reflectată. O determinare simultană din mai multe stații terestre permite să se stabilească distanțe între cele două puncte. Dacă operația se repetă după un timp, și se determină din nou distanța dintre două puncte, se află dacă ele s-au deplasat, cu cît anume și cu ce viteză.

Metoda, pusă la punct încă din anii '60 (Lambeck, 1968), a început să dea rezultate avînd în vedere că a existat suficient timp pentru a se înregistra deplasări notabile. Așa de exemplu, pentru falia San Andrea a fost stabilită o bază de 896 km lungime, cu cele două capete pe flancurile opuse ale faliei, la San Diego și la Quincy. Măsurători efectuate în 1972, 1974 și 1976 au arătat o deplasare de ± 3 cm/an (Smitz et al., 1979). Metoda are însă limite căci, chiar dacă se utilizează pentru reperarea satelitului raze laser, refracția atmosferică împiedică depășirea unei anumite precizii de observare. Se apreciază că distanța între puncte situate la cîteva mii de kilometri poate fi determinată cu acuratețe de 5–10 cm ca direcție și de 2–5 m ca distanță, ceea ce este cu totul remarcabil.

Geodezia satelitară poate realiza însă mai mult prin utilizarea unui satelit special, geodezic, a cărui evoluție este perfect determinată. Deoarece orbita satelitului depinde de cîmpul gravific al Pămîntului, ea poate fi legată de un sistem de referință atașat centrului Pămîntului, care, evident, este staționar în raport cu litosfera. Satelitul poate fi considerat ca atare un punct fix în raport cu care să se determine, nu mișcări relative ale litosferei, ci mișcări absolute. Aceasta înseamnă că se pot face două feluri de determinări de mișcări ale litosferei. Fie observații din două puncte, ce pot fi distanțate la mii de kilometri, care nu trebuie să fie simultane, dar care trebuie să vizeze totdeauna același satelit, fie observații făcute periodic dintr-un singur punct, a cărui mișcare în raport cu satelitul poate fi considerată o mișcare absolută, în raport cu centrul Pămîntului.

Pentru realizarea măsurătorilor de geodezie satelitară dinamică, cum se numește metoda, este necesară cunoașterea foarte precisă a parametrilor de mișcare, fapt care nu este complet realizat, existînd încă numeroase necunoscute în ce privește cîmpul gravific al Pămîntului și factorii care-l perturbază. Se apreciază deocamdată o acuratețe de măsurare de 20–25 cm (sateliții din seria GEOS), din păcate încă insuficientă pentru scopuri tectonice. Începînd din 1980 se preconizează obținerea unor rezultate mult superioare cu sateliții din seria LAGEOS (Bender et al., 1979).

Geodezia lunară utilizează în principiu metoda reflectării razelor laser emise de pe Pământ de către oglinzi plasate pe satelitul natural cu ocazia operațiunilor Apollo. Aparatura este mult mai complicată decât pentru observațiile satelitare (unde un telescop de 40 cm pentru transmitere și recepționarea razelor laser este suficient, în timp ce pentru Lună este necesar un telescop de 2,7 m), iar acuratețea de determinare este apreciată a fi de 10 cm. Important pentru metodă este distribuția unei rețele extinse pe glob în care să se efectueze măsurători sistematice la trecerea Lunii la meridianul local. În momentul de față sînt în curs astfel de măsurători pentru determinarea mișcării relative a Americii în raport cu Europa și Africa și se preconizează amplasarea de stații și pe celelalte continente. Rezultate concrete încă nu au fost publicate.

Interferometria radio este tot o metodă spațială care se bazează pe înregistrarea simultană în două puncte a unui semnal radio a cărui interferență permite determinarea cu precizie a distanței între cele două puncte. Diferența de fază între cele două înregistrări trebuie comparată cu un oscilator standard, fapt care necesită, înainte, legarea celor două antene cu un cablu. Aceasta limitează mult lungimea maximă a liniei de bază și prin aceasta și rezoluția deoarece, cu cît lungimea liniei de bază este mai mare cu atît înregistrarea diferenței de fază este mai precisă și ca atare precizia determinării distanței. Astăzi, cu ceasurile atomice dificultatea dispare deoarece semnalul poate fi înregistrat absolut simultan pe benzi magnetice împreună cu timpul de control derivat din frecvența standard, pentru ca apoi benzile să fie derulate împreună pentru a se studia diferența de fază. Linia de bază poate fi acum oricît de extinsă, cu condiția ca sursa să fie în raza directă a celor două antene. Metoda a dat rezultate foarte bune în măsurătorile astronomice, de determinare a distanței între două stele, obținîndu-se distanțe de 0,001 sec de arc pentru o bază de 3 300 km lungime. În tectonică problema se pune invers: plecîndu-se de la o singură sursă extraterestră, să fie măsurată distanța liniei de bază. Între dificultățile pe care le întîmpină metoda este stabilitatea ceasurilor locale și refracția atmosferică pentru care trebuie aplicată o corecție și care poate da erori de 10—20 cm.

În ce privește sursa radio utilizată, ea poate fi stelară, satelitară sau lunară. Stelele oferă cea mai bună soluție deoarece ele nu își schimbă locul și, fiind în afara galaxiei noastre, nu sînt animate de mișcări proprii în ce ne privește. Din păcate ele emit unde prea slabe ce necesită radiotelescoape foarte puternice. Au fost utilizate de asemenea radiosurse provenind de la sateliți artificiali iar misiunile Apollo au plasat pe Lună radiosurse.

Într-o experiență efectuată în 1976 și 1977 în California s-a măsurat distanța între două puncte situate la 42 km prin interferometrie radio cu surse extragalactice și apoi prin triangulație clasică, pentru a se testa limitele de eronare. Cele două tehnici au dat o diferență de lungime a bazei de 6 ± 10 cm și de $0,5 \pm 1,2$ sec arc ca azimut (Niell et al., 1979). Cu o îmbunătățire a parametrilor de lucru (diminuarea efectului ionosferei prin utilizarea unor frecvențe mai înalte, radiometre mai sensibile etc.) se speră să se ajungă la o precizie de 2—5 cm pentru baze de 500—1 000 km depărtare. Pînă acum nu au fost publicate rezultate concrete privind mișcarea plăcilor.

Observarea astronomică a latitudinii poate în principiu să fie utilizată în probleme tectonice. Metoda constă în măsurarea periodică a latitudinii unui punct de pe glob în funcție de latitudinea la care se află, determinată în raport cu o stea, de exemplu prin măsurarea distanței zenitale a stelei cînd trece la meridian. Variațiile observate pot fi atribuite deplasării polului terestru, mareelor terestre

sau deplasărilor tectonice ale punctului de stație. Dificultatea este de a separa aceste trei cauze. Serviciul internațional al latitudinii efectuează astfel de măsurători de mai bine de 70 ani în cinci stații de pe glob și, pe baza rezultatelor, Whitten (1970) a explicat diferențele găsite printr-o deplasare de 5° a Americii de Nord în sensul acelor de ceasornic și a Europei cu 5° în sens invers, pentru ultimii 10 ani. Limitele de eroare pentru un an sînt de 0,6 m, ceea ce înseamnă că pentru înregistrarea unor deplasări tectonice notabile sînt necesari minimum 50 ani. De asemenea se pare că numărul de stații ce funcționează astăzi nu este suficient și ar trebui trasate cîte două pe toate plăcile mari.

În concluzie, metodele de măsurare directă a distanței între puncte situate pe plăci diferite pentru a se determina viteze de mișcare dintre ele poate da rezultate fructuoase, mai ales prin geodezia satelitară, lunară și radiointerferometrie. Datele obținute pînă acum nu sînt total concludente, fie din cauza timpului prea scurt de cînd s-au început lucrările, fie din cauză că acestea nu au fost demarate din plin, cu o desfășurare de forțe corespunzătoare scopului.

3. Metode de măsurare a direcției mișcărilor relative.

Metodele prezentate pînă acum dau posibilitatea de a se determina viteza cu care o placă se mișcă în raport cu alta. Ele dau în plus și unele indicații asupra direcției în care are loc mișcarea, cum ar fi de exemplu, creșterea vîrstei linițiilor magnetice sau a adîncimii apei distal față de o axă de expansiune. Dar aceste metode indică cel mult sensul de mișcare, fără să ofere posibilitatea de poziționare riguroasă a vectorului. Pentru aceasta ne stau la îndemînă două metode, complet independente, dar cu atît mai interesante cîci pot fi verificate reciproc. Acestea sînt: metoda faliilor transformante și cea a soluțiilor în focar al cutremurelor.

Metoda faliilor transformante. Am văzut anterior că faliile transformante reprezintă șinele-ghid de mișcare a plăcilor, ele fiind o materializare a vectorilor de mișcare. În principiu însăși trasarea faliilor rezolvă problema, iar dacă faliile prezintă inflexiuni ce trădează modificări ale direcției de mișcare a plăcilor, pentru stabilirea mișcării actuale trebuie luată în considerare porțiunea cea mai apropiată de zona de expansiune. În aplicarea acestui principiu intervin dificultăți din cauza greutății de identificare a faliilor și a morfologiei lor variate.

În ce privește identificarea, problema nu se pune pentru marile falii, stabilite și trasate pe mari distanțe, ci pentru cele mici și apropiate, care sînt greu de corelat de la un profil transversal la altul, existînd riscul de a fi reunite fragmente aparținînd la falii diferite, obținîndu-se astfel direcții nereale;

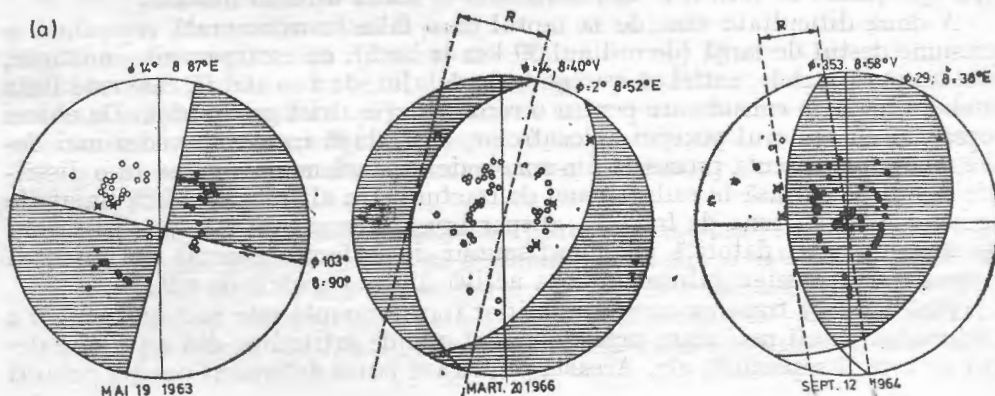
A doua dificultate vine de la faptul că o falie transformantă reprezintă o depresiune destul de largă (de ordinul 30 km la bază), cu escarpamente multiple, nu totdeauna paralele, astfel că este greu, în detaliu, de a se stabili care este linia ce trebuie luată în considerare pentru o reconstrucție strict geometrică. De obicei se operează cu ajutorul poziției epicentrelor, deși, după cum vom vedea mai departe, cînd vom discuta procesele din zonele de expansiune, și acestea au o distribuție destul de extinsă în cadrul zonei de fractură. Un alt reper îl oferă linițiile magnetice care, în zona de fractură, dispar brusc. Fenomenul este pus pe seama unei demagnetizări datorită metamorfismului de forfecare generat de mișcarea divergentă a marginilor faliilor în zona activă dintre capetele de rift.

Pînă la urmă trasarea corectă a faliilor transformante este necesară pentru a se determina cu cît mai mare precizie cercul mic de latitudine din rețeaua eulidiană pe care îl reprezintă ele. Aceasta pentru a se putea determina poziția polului

eulerian pe baza căruia se pot face reconstrucțiile de mișcări finite, după cum se va vedea mai departe.

Metoda soluțiilor în focar. Cutremurele de pământ reprezintă o ajustare bruscă, cu eliberare mare de energie, a acumulărilor lente de energie datorită mișcării diferențiale a plăcilor. Ele trebuie ca atare să reflecte într-un fel sensul de mișcare a plăcilor. În teoriile moderne ale seismologiei, declanșarea unui cutremur este pusă pe seama unei rupturi a materialului solid și coerent din scoarță în lungul unui plan de falie, cu deplasarea unui flanc al faliei în raport cu celălalt. Tectonica plăcilor a oferit un model dinamic acestei teorii afirmând că planul de falie este de fapt planul de separare a plăcilor. Ulterior s-a văzut că realitatea este mai complicată și că există o multitudine de plane care generează cutremurele și că ele nu pot fi considerate de aceea chiar limita plăcilor dar că, la toate, mișcarea este de același tip, prin însumarea acestor deplasări seismice rezultând de fapt deplasarea generală a plăcilor. Sau, mai corect spus, plăcile sînt supuse unor forțe ce caută să le deplaseze. Materialul din ele rezistă inerțial, acumulînd energia pînă la o limită de rezistență care, odată depășită, are loc ruptura prin care se realizează un mic pas în sensul general de deplasare impus de acele forțe. Fiecare cutremur în parte reflectă ca atare direcția de mișcare a plăcilor și problema este de a determina, din tabloul dinamic de unde pe care le generează, această direcție.

În primul capitol al cărții s-a vorbit despre soluțiile în focar ale cutremurelor arătîndu-se că, pe baza înregistrărilor seismice, poate fi stabilit atît hipocentrul unui cutremur cît și poziția a două plane nodale, din care unul este planul de falie iar al doilea cel de mișcare nulă. Practic acest lucru se realizează în modul următor: din înregistrările seismice obținute în diverse stațiuni se determină epicentrul și hipocentrul unui cutremur. Tot după seismograme se poate determina dacă prima undă sosită la stație a fost de dilatare sau de compresiune. Pe o rețea stereografică de suprafețe egale (rețeaua Schmidt) se proiectează din emisfera sudică pe planul ecuatorial punctul corespunzînd stației de înregistrare. Cele două coordonate pentru fixarea stației sînt: azimutul geografic și distanța radială R , unde $R = \sqrt{2} \cdot \sin(i/2)$, i fiind unghiul dintre linia ce leagă stația de hipocentru și linia ce leagă epicentrul de hipocentru. Pe rețeaua stereografică se notează cu un punct plin stațiile unde primul șoc a fost o comprimare, și cu cerc gol cele unde s-a înregistrat o dilatare. Prin gruparea punctelor de un tip și de altul în patru cvadranți se pot trasa cele două plane nodale și calcula direcția și înclinarea lor (fig. 3.27.a). Dintr-o



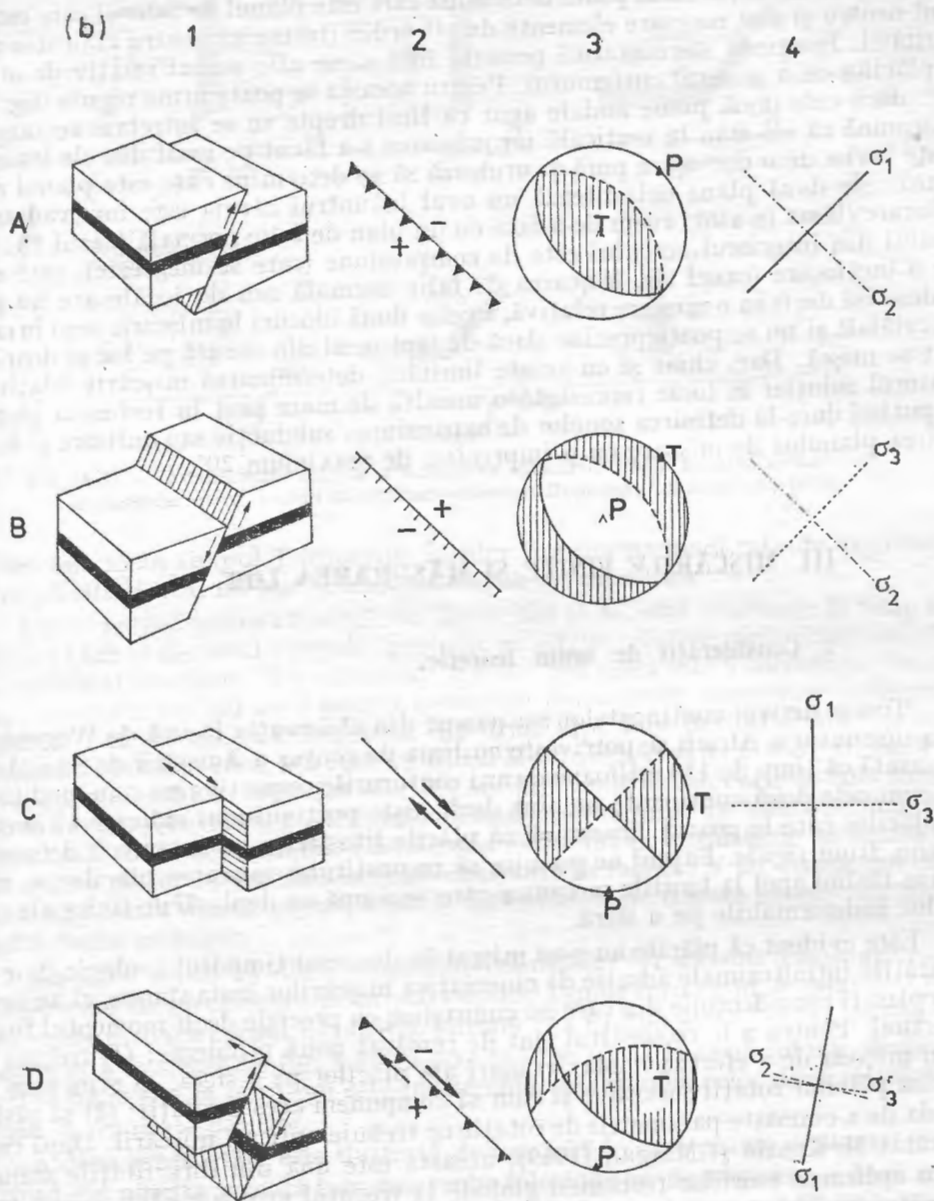


Fig. 3.27 — (a) Diverse soluții în focar în proiecție stereografică (emisfera sudică). Cvadranții separă zonele de compresie (puncte negre) de cele de dilatare (cercuri goale). În (1) mecanism de decroșare pură; în (2) mecanism de falie normală aproape pură; În (3) mecanism de falie inversă aproape pură (După Le Pichon et al., 1973); (b) Interpretarea soluțiilor în focar. (1) tipul de falie în blocdiagrame; (2) reprezentarea pe hartă; (3) reprezentarea stereografică; cvadranții de dilatare în alb, cei de compresie hașurat; T, axa T; P, axa P; (4) proiecția în plan orizontal a principalelor axe de stress. A, falie inversă; B, falie normală; C, decroșare dextră; D, falie oblică (După Pavoni, 1980).

astfel de construcție nu se poate determina care este planul de falie și care este planul neutru și sînt necesare elemente de alt ordin (tectonic) pentru ridicarea ambiguității. Imaginea stereografică permite însă să se afle sensul relativ de mișcare a plăcilor ce a generat cutremurul. Pentru aceasta se poate urma regula (fig. 3.27. b): dacă cele două plane nodale apar ca linii drepte ce se întretaie rectangular, înseamnă că ele stau la verticală iar mișcarea s-a făcut pe unul din ele (cazul C). Este vorba de o decroșare pură și urmează să se determine care este planul activ. Dacă cele două plane delimitează un oval înăuntrul căruia este un cvadrant de dilatare (lăsat în alb), avem de-a face cu un plan de falie normală (cazul B). Dacă ovalul din interiorul cercului este de compresiune (care se înegrește), este vorba de o încălecare (cazul A). Mișcarea de falie normală sau de încălecare nu poate fi descrisă decît ca o mișcare relativă, a celor două blocuri în mișcare, unul în raport cu celălalt și nu se poate preciza dacă de fapt unul din ele stă pe loc și doar celălalt se mișcă. Dar, chiar și cu aceste limitări, determinarea mișcării relative cu ajutorul soluției în focar reprezintă o unealtă de mare preț în tectonica globală, ea putînd duce la definirea zonelor de expansiune, subducție sau culisare și la stabilirea planului de mișcare cu o imprecizie de maximum 20°.

III. MIȘCĂRILE FINITE ȘI MĂSURAREA LOR

1. Considerații de ordin teoretic.

Teoria derivei continentelor s-a născut din observația făcută de Wegener că linia de contur a Africii se potrivește cu linia de contur a Americii de Sud. Acest fapt arată că timp de 150 milioane de ani contururile respective nu s-au modificat. Or, cum cele două continente nu sînt decît niște porțiuni mai ridicate altimetric ale plăcilor care le poartă, înseamnă că plăcile litosferice nu au suferit deformări interne, fiind rigide. Faptul ne permite să reconstituim mișcarea plăcilor în mod riguros făcînd apel la teoriile mecanice care se ocupă cu deplasările finite ale corpurilor nedeformabile pe o sferă.

Este evident că plăcile nu s-au mișcat în decursul timpului geologic doar cu cantitățile infime admise de cinematica mișcărilor instantanee, ci au suferit deplasări considerabile din care nu cunoaștem cu precizie decît momentul final, cel actual. Pentru a le reconstitui sînt de rezolvat două probleme: (1) trebuie să găsim metoda de a efectua deplasări mari ale plăcilor pe o sferă, să știm cum să aplicăm plăcilor rotații succesive și cum să compunem aceste rotații; (2) să găsim metoda de a cunoaște parametrii de rotație ce trebuie aplicați mișcării. După cum au arătat McKenzie și Morgan (1969), aceasta este una din dificultățile majore pentru aplicarea teoriilor tectonicii globale la trecutul geologic căci există totdeauna nedeterminări greu de înlăturat.

Să luăm de exemplu trei plăci rigide, A, B, și C din care placa A este considerată fixă iar celelalte două în mișcare relativă față de A. Dacă aceste mișcări pot fi descrise ca o rotație finită în jurul unui pol comun în timpul T, atunci în acest timp direcția faliilor transformante și viteza de mișcare pentru perechile AB și AC nu se vor schimba. În schimb parametrii mișcării dintre B și C (polul și unghiul de rotație) se vor schimba continuu. Din punct de vedere geologic aceas-

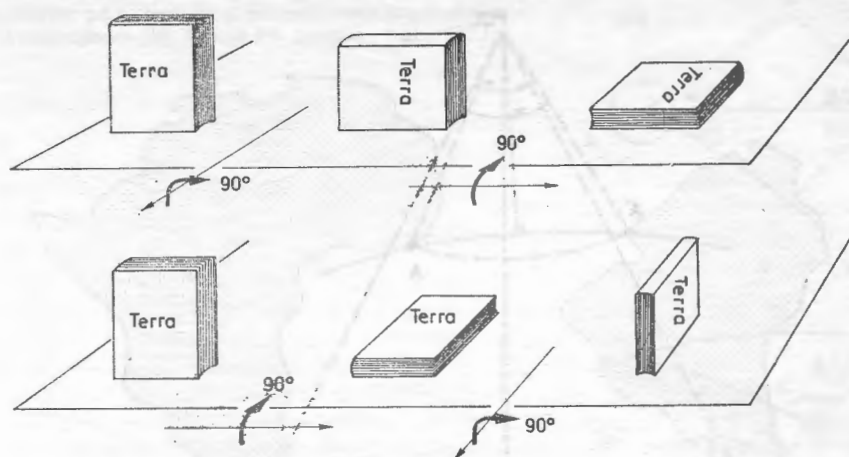


Fig. 3.28 — O experiență simplă care arată că mișcările finite nu sînt comutabile, ordinea de rotire ducînd la rezultate diferite (După Le Pichon et al., 1973).

ta înseamnă că în timpul T direcțiile faliilor transformante și rata de expansiune dintre plăcile B și C nu vor fi constante ci se vor modifica.

Dar și presupunerea că mișcările dintre AB și AC sînt constante în timp este arbitrară căci în decursul timpului geologic mișcările relative dintre cele trei plăci s-au modificat continuu. Mișcarea reală a celor trei plăci este o succesiune de mici rotații ale căror axe nu au o poziție constantă dar a căror compunere corespunde unei rotații totale echivalente. Acest din urmă fapt face posibil studiul geologic al deplasării plăcilor căci, așa cum au arătat Menard și Atwater (1968), în Pacificul de Nord schimbările în mișcarea relativă au intervenit la intervale de 10—20 milioane de ani dar rezultanta poate fi tratată ca o mișcare finită pe intervale mai mari, de 70 milioane ani de exemplu. De cele mai multe ori în lucrările de tectonică globală se face presupunerea unei mișcări constante în raport cu un singur pol de rotație, dar aceasta numai pentru a eluda dificultățile de tratare geometrică a unor mișcări finite multiple.

Mișcările finite au două proprietăți esențiale: (1) nu sînt comutative dar, (2) indiferent de succesiunea de mișcări aplicată unui corp rigid, o rotație echivalentă poate readuce corpul în poziția inițială (Le Pichon et al., 1973). Prima proprietate este ilustrată de fig. 3.28 în care se observă că la două rotații, de la vest la est și de la sud la nord, nu este indiferentă succesiunea celor două mișcări, ele ducînd la rezultate diferite.

A doua proprietate este ilustrată de fig. 3.29 în care putem deplasa America de Nord din poziția actuală într-una veche folosindu-ne de mișcarea a două repere A' și B' . Rotirea se face cu unghiul α în jurul unui pol care se află la întîlnirea celor două perpendiculare bisectoare pe cercurile mari (AA' și BB') (linii întrerupte), mișcarea reală fiind notată cu liniuțe.

Pentru compunerea rotațiilor finite pe o sferă, Le Pichon et al. (1973) utilizează o construcție geometrică simplă bazată pe o teoremă a lui Olinde Rodriquez, pe care o reproducem mai jos. Să presupunem că aplicăm o rotație α în jurul unei axe OA și apoi o rotație β în jurul unei axe OB și dorim să aflăm unghiul și axa

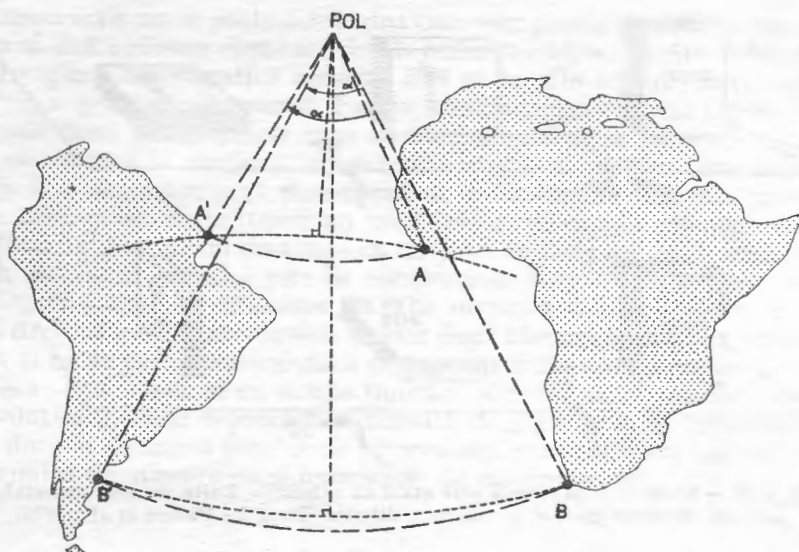


Fig. 3.29 — Construcție geometrică care arată că pe o sferă un corp rigid AB poate fi mișcat în orice poziție A'B' printr-o rotație de unghi în jurul unui pol. Polul se află la intersecția bisectoarelor perpendiculare pe cercurile mari (linie întreruptă); traseul real al rotației descrie cercuri mici (liniște), (După Le Pichon et al., 1973).

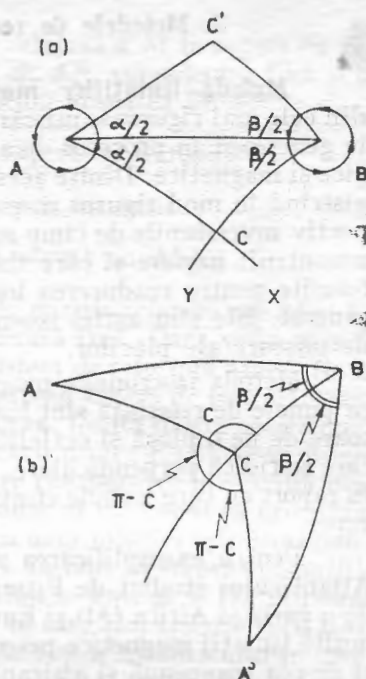
rotației unice echivalente. Să imaginăm o suprafață sferică având centrul în O și pe care cele două axe de rotație sînt fixe, începînd sfera în punctele A și B . Trăsăm pe sferă un cerc mare Ax astfel ca să facă cu AB unghiul $\alpha/2$ într-o direcție opusă sensului de rotație în jurul axei AO , și cercul mare By care să facă cu BA unghiul $\beta/2$ în același sens de rotație cu cea din jurul axei (fig. 3.30.a). C este punctul de intersecție al lui Ax și By astfel că triunghiurile sferice ABC și ABC' sînt egale. Dacă luăm un punct pe corpul rigid care să coincidă cu C , prima rotație finită α îl va trimite în C' , a doua rotație β îl va readuce în C . Astfel OC este axa rotației echivalente pentru (OA, α) , urmată de rotația (OB, β) . Dacă cele două rotații sînt inversate ca ordine în jurul lui OA și OB , rezultatul ar fi echivalent cu o rotație în jurul lui OC' .

Pentru a găsi unghiul rotației echivalente, trebuie să construim triunghiul sferic BCA' egal cu BCA (fig. 3.30 b). Dacă luăm un punct pe corpul rigid care să coincidă cu A , prima rotație (OA, α) îl va lăsa neschimbat. A doua rotație (OB, β) îl va trimite în A' . Astfel, unghiul rotației echivalente este ACA' ori $2\pi - 2C$. Acest unghi este echivalent cu $-2C$. Demonstrația arată că unghiul de rotație echivalentă nu depinde de ordinea rotațiilor, în timp ce poziția axei rotației echivalente depinde de ea.

Rotațiile finite pot fi descrise și într-un spațiu liniar vectorial în care ele sînt definite ca o transformare ortogonală lineară a unui spațiu vectorial tridimensional euclidian. Ea poate fi rezolvată cu ajutorul unei matrice.

Pentru compunerea rotațiilor în trei dimensiuni au fost propuse diverse reprezentări, cum ar fi cea care utilizează parametrii simetrici ai lui Euler (denu-

Fig. 3.30 — Teorema lui Rodriguez pentru compunerea rotațiilor finite pe o sferă (a) și determinarea unghiului unei rotații echivalente (b), (După Le Pichon et al., 1973).



miți și parametrii Cayley-Klein) sau cuaternionii (numerele hipercomplexe). Pentru detalii a se vedea în Le Pichon et al. (1973).

După cum se vede, compunerea mișcărilor finite este mult mai complicată decât cea a mișcărilor instantanee. Ea este însă de mai mare importanță pentru cercetările geologice, în care doar cinematica actuală poate fi abordată cu metode de descriere a unor mișcări infinitezimale. În rest cercetătorul este confruntat cu fragmente de informații, atât spațiale, cât și temporare, ce trebuie coordonate pentru a oferi o imagine cinematică cu care să se explice nu numai elementele de geometrie, ci și cele geologice. Vrem să spunem cu aceasta că nu este suficient ca dintr-o reconstrucție geometrică să rezulte de exemplu un rift, ci trebuie ca și rocile din acel loc și vârsta respectivă să ateste acest fapt, după cum nu este suficient a presupune existența într-un loc a unui rift pe baza rocilor, dacă reconstrucțiile geometrice nu confirmă acest lucru. Or, tocmai aceasta a fost marea greșală făcută de geologii care au îmbrățișat teoriile tectonicii globale și au încercat să le aplice numai pe baza datelor geologice, fără să caute și suportul geometric al raționamentelor lor. De aceea de o mare importanță este cunoașterea cât mai profundă a metodelor cu care pot fi abordate mișcărilor finite cât și a limitelor acestor metode.

În esență pentru a se reconstitui mișcărilor relative între două plăci în decursul istoriei geologice există trei metode principale: (1) potrivirea unor elemente care cândva au fost comune și care acum sînt distanțate (fie ele margini de continente sau linii magnetice); (2) determinarea traiectoriilor reale de mișcare pe baza faliiilor transformante; (3) găsirea rotației echivalente care să facă să coincidă traseele polilor, determinate independent pentru cele două plăci.

2. Metodele de reasamblare a unor elemente geologice distanțate.

Metoda linițiilor magnetice. Expansiunea fundurilor oceanice este una din cele mai riguroase mișcări existente pe glob, prin simetria elementelor pe care le generează în procesul de acționare a plăcilor: elemente morfologice, petrologice și magnetice. Dintre acestea cele din urmă sînt cele mai importante, ele înregistrînd în mod riguros momente recognoscibile oriunde pe fața Pămîntului, respectiv inversiunile de cîmp magnetic. Ele joacă astfel rolul unor izocrone care iau neconținut naștere și care sînt deplasate lateral, și odată identificate, ele pot fi folosite pentru readucerea lor la punctul de origine, respectiv în riftul care le-a generat. Ele sînt astfel izocrone „sin-derivă” căci marchează tot timpul etapele de mișcare ale plăcilor.

Metoda izocronelor magnetice urmează în principiu următoarea operațiune: ca puncte de referință sînt luate linițiile magnetice sincrone. Punctele corespunzătoare de pe o placă și cealaltă sînt unite cu cercuri de latitudine euleriană, de care se ridică perpendiculare. Punctul lor de intersecție reprezintă polul de rotație în raport cu care trebuie efectuată rotirea de readucere la suprapunere a punctelor reper.

Pentru exemplificarea metodei de lucru în detaliu luăm cazul deschiderii Atlanticului studiat de Pitman și Talwani (1972). Între America de Nord (AN) de-o parte și Africa (Af) și Europa (Eu) de partea cealaltă, au fost identificate mai multe liniții magnetice perechi (5, 13, 21, 25, 31), care apar pe placa americană și pe cea europeană și africană. Printr-o rotație față de un pol, ce urmează să fie determinat, putem aduce liniția 25 de la vest peste cea de la est. Notăm cu $+0_{25}^N$ rotația de unghi θ necesară pentru a aduce liniția 25 de la vest de rift în cea mai bună poziție peste anomalia echivalentă de la est. Prin $+$ și $-$ sînt notate latitudinile în raport cu limita plăcilor Eu și Af care se află în zona insulelor Azore, $+$ fiind la nord, iar $-$ la sud de această limită. În mod similar pentru longitudine se notează cu $+$ rotația de la vest la est și cu $-$ cea inversă.

$$\text{Notăția } +0_{25}^N + -0_{21}^N$$

Înseamnă deci că printr-o rotație a lui AN am adus la coincidență anomalia 25, după care am rotit Eu pentru coincidență cu anomalia 21. Aceste rotații nu înseamnă neapărat că ele descriu drumul real efectuat de plăci în timpul respectiv, care poate fi mult mai complicat. De aceea pîlîi de rotație ai mișcărilor

$$+0_{25}^N + -0_{21}^N \text{ și } -0_{25}^N + +0_{21}^N$$

nu sînt antipodali, mișcările finite nefiind comutative, deși unghiurile sînt aceleași.

Dacă deplasarea de la anomalia 25 la 21 s-a făcut printr-o singură rotație, zonele de fractură dintre ele trebuie să descrie cercuri mici de latitudine ale rețelei euleriene, metodă auxiliară care o verifică pe prima.

Așa cum am procedat pentru mișcările dintre AN și Eu putem proceda și cu mișcarea dintre AN și Af pentru a aduce Af în poziție de suprapunere într-un sistem de referință atașat la AN prin compunerea a două rotații

$$+0_{25}^S + -0_{21}^S$$

Se pune acum problema să descriem mișcarea relativă a Af în raport cu Eu. Pentru aceasta trebuie să recurgem la poziția față de AN, considerată fixă și să rezolvăm mișcarea Af/AN după care trebuie să aplicăm mișcarea Eu/AN:

$$-(+\theta_{25}^N + -\theta_{21}^N) + +\theta_{25}^S + -\theta_{21}^S \text{ (Africa în raport cu Europa)}$$

după cum putem determina mișcarea Europei în raport cu Africa:

$$-(+\theta_{25}^S + -\theta_{21}^S) + +(\theta_{25}^N + +\theta_{21}^N) \text{ (Europa în raport cu Africa)}$$

De subliniat că aceste mișcări descriu schimbările de poziție relative ale Af și Eu la momentul anomaliei 21 în raport cu AN, considerată fixă. Dacă vrem să scăpăm de referirea la AN ne trebuie rotirile într-un sistem de referință atașat fie la poziția actuală a lui Eu, fie la cea a lui Af. Dacă într-un sistem de trei plăci una este considerată fixă și celelalte două se raportează la ea, limita dintre aceste două este în continuă deplasare, înseamnă că polul mișcării dintre Eu și Af va migra tot timpul în raport cu amândouă aceste plăci. Pentru compunerea mișcărilor dintre ele nu mai pot fi aplicate normele mișcărilor finite, ci va trebui să procedăm prin deplasări din treaptă în treaptă prin compunerea unor mișcări infinitezimale. Acest lucru a fost realizat de Pitman și Talwani care au luat ca trepte anomaliile 5 (9 milioane ani), 13 (38 milioane ani), 21 (53 milioane ani) și 31 (72 milioane ani). Operațiile de rotire sînt înscrise în tabelul IX în care sînt trecute întîi rotirile efectuate pentru a aduce anomaliile din partea de vest a Atlanticului în coincidență cu cele din partea de est, utilizînd diverși poli (fixați prin longitudine și latitudine) și diverse unghiuri de rotire.

Cu această schemă a fost adusă anomalia 5 peste anomalia corespunzătoare 5, apoi 13 peste 13 etc. Dar, pentru a închide complet Atlanticul trebuie să resorbim treptat anomaliile în riftul actual. Pentru aceasta trebuie să aducem pe rînd anomalia 31 pe locul anomaliei 25, făcînd să dispară în rift anomalia 5, apoi 31, de pe locul anomaliei 25 trebuie adusă pe locul anomaliei 21, făcînd să dispară anomalia 13 în rift etc., pînă ce aducem anomalia 31 în rift.

Operația necesită rotirile din tabelul X.

Din tablele IX și X pot fi derivați în sfîrșit parametrii de mișcare relativă dintre Europa și Africa în intervalele de timp selectate și care pot fi exprimați fie într-un sistem de referință atașat la Eu, fie la AN.

De subliniat că sistemele de referință sînt fixate în raport cu poziția actuală a Eu și Af. Comparînd datele între cele două sisteme de referință constatăm că diferențele nu sînt mari, aceasta deoarece începînd de la anomalia 31 (72 milioane ani, aproximativ limita cretac/paleogen) cele două continente nu au înregistrat deplasări considerabile, acestea fiind anterioare.

Datele obținute pot fi utilizate pentru a calcula deplasarea efectivă a celor două continente în vectori. În tabelul XII sînt trecuți astfel vectorii mișcării diferențiale ale Eu/Af în cîteva puncte situate pe vechea limită a plăcilor dar în poziția lor actuală. Mărimea vectorului este dată în kilometri, iar azimutul în grade (în sensul acelor de ceasornic dinspre nord). Ce ne spune acest tabel? Că, de exemplu, mișcarea totală a Europei în raport cu Africa în intervalul 25—21 milioane de ani, a fost de 349 km în lungul unei linii cu azimutul 57° (deci NE). Mișcarea Europei și a Africii în raport cu America de Nord este ilustrată în fig. 3.31 în care se văd pozițiile simultane ale diverselor părți continentale.

Tabelul IX

Rotățiile necesare pentru a aduce la coincidență anomaliile din partea de vest a Atlanticului cu cele din partea de est

Rotăția	Latitudinea	Longitudinea	Unghiul (grade)
θ_5^N	68,0	137,0	2,50
θ_{13}^N	65,0	133,0	7,60
θ_{21}^N	56,0	144,0	9,90
θ_{25}^N	63,0	6157,0	614,00
θ_{31}^N	77,0	160,0	20,50
θ_5^S	69,7	-33,4	3,60
θ_{13}^S	79,0	13,0	9,75
θ_{21}^S	77,0	15,0	13,90
θ_{25}^S	75,0	1,0	17,00
θ_{31}^S	71,0	10,0	24,00

(După Pitman și Talwani, 1972).

Tabelul X

Rotățiile Eu/AN (cu reciproca lor AN/Eu) precum și rotațiile Af/AN (cu reciproca lor AN/Af)

Eu/AN	Latitudinea	Longitudinea	Unghiul	AD/Eu	Latitudinea	Longitudinea	Unghiul
$+\theta_5^N$	68,0	137,0	2,50	$-\theta_5^N$	-68,0	317,0	2,50
$+\theta_{13}^N + -\theta_5^S$	63,5	131,1	5,11	$-\theta_{13}^N + +\theta_5^S$	-63,4	311,6	5,11
$+\theta_{21}^N + -\theta_{13}^S$	27,6	155,7	2,79	$-\theta_{21}^N + +\theta_{12}^S$	-28,9	341,1	2,79
$+\theta_{25}^N + -\theta_{21}^S$	67,2	208,0	4,55	$-\theta_{25}^N + +\theta_{21}^S$	-72,2	29,9	4,55
$+\theta_{31}^N + -\theta_{25}^S$	75,9	310,2	7,70	$-\theta_{25}^N + +\theta_{31}^S$	-76,8	168,9	7,7
Af/AN				AN/Af			
$+\theta_5^S$	69,7	-33,4	3,60	$-\theta_5^S$	69,7	146,6	3,60
$+\theta_{13}^S + -\theta_5^S$	77,1	53,5	6,34	$-\theta_{13}^S + +\theta_5^S$	-78,3	236,7	6,34
$+\theta_{21}^S + -\theta_{13}^S$	72,2	16,0	4,17	$-\theta_{21}^S + +\theta_{13}^S$	-72,3	199,8	4,17
$+\theta_{25}^S + -\theta_{21}^S$	66,1	11,8	3,15	$-\theta_{25}^S + +\theta_{21}^S$	-66,2	198,2	3,15
$+\theta_{31}^S + -\theta_{25}^S$	57,8	318,6	5,75	$-\theta_{31}^S + +\theta_{25}^S$	-54,4	150,3	7,57

Tabelul XI

Rotățiile medii ale Eu în raport cu Af

În sistemul de referință Af				În sistemul de referință Eu		
	latitudinea	longitudinea	unghiul	latitudinea	longitudinea	unghiul
5-0	-25,8	143,9	2,42	-25,8	143,9	2,42
13-5	-33,5	171,6	2,90	-32,5	171,8	2,90
21-13	-36,2	179,0	4,40	-34,7	179,3	4,44
25-21	22,7	217,7	3,29	26,4	209,9	2,39
31-25	28,2	167,0	2,43	25,2	158,3	2,43

Vectorii de mișcare diferențială Eu/Af

Lianții	Sistemul de referință	Gibraltar		Sicilia		Alpii de Vest	
		mag.	az.	mag.	az.	mag.	az.
5-0	Eu	125	167	188	181	179	167
	Af	125	167	188	181	179	167
13-5	Eu	22	118	108	174	107	142
	Af	18	129	107	177	104	145
21-13	Eu	39	15	110	174	119	129
	Af	35	356	110	184	19	134
25-21	Eu	349	57	336	76	356	72
	Af	347	48	327	66	350	63
31-25	Eu	241	106	256	125	263	119
	Af	244	57	254	116	263	111

Gibraltar 36' - 6'; Sicilia 37' + 15'; Alpii de Vest 46' + 10'. Vectorii sînt dați în magnitudine (km) și în azimut (grad în sensul acelor de ceasornic dinspre nord).

(După Le Pichon et al., 1973).

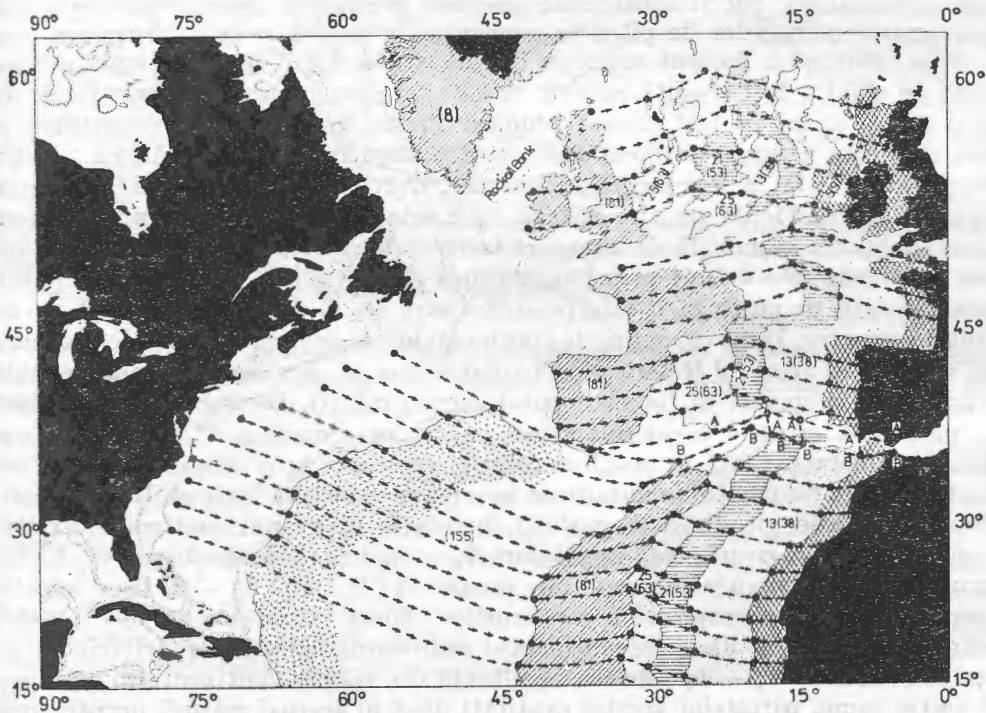


Fig. 3.31 — Pozițiile relative ale Europei și Africii în decursul timpului în raport cu America de Nord conform datelor din tabelul XI. Cifrele reprezintă numărul anomaliilor iar în paranteză timpul în milioane ani. Săgețile indică traseele de derivă ale Europei și Africii pentru îndepărtarea de cele două Americi. Pentru aprecierea deplasării Europei în raport cu Africa sînt înscrise două repere, A și B (După Pitman și Talwani, 1972).

Calculul ca cele de mai sus se pot face pentru orice punct de pe linia fosei de separație a celor două plăci în poziția *actuală*, introducând în calcul coordonatele punctului ales. Faptul este de o covârșitoare importanță căci ne arată că nu putem imagina orice rift în cadrul sistemului orogen alpin fără a avea coordonarea generală a unui astfel de fenomen pentru ansamblul limitei dintre plăci. Eu și Af. Reciproca ar fi că, prin construcții de tipul celor de mai sus, ar trebui să dobîndim tabloul complet al mișcărilor intervenite în spațiul alpin, cu care să operăm reconstrucțiile paleotectonice. Din păcate acest lucru nu este posibil din următoarele motive: (1) considerațiile de mai sus ar fi valabile dacă nu fi existat în spațiul considerat decît cele două plăci, or știm că aici au luat naștere plăci secundare, microplăci, cu viață efemeră, dar cu efecte geologice notabile (zone de expansiune și de subducție); (2) dincolo de anomalia 31 nu mai există liniatii atît de clare care să permită reconstrucții riguroase, or tocmai timpul anterior cretacicului este important pentru paleotectonică, (3) dealtfel și utilizarea liniatiilor magnetice, așa cum a fost exemplificată mai sus, este supusă unor erori ce pot fi considerabile, fapt pentru care sînt de luat în considerare și alte metode de compunere a mișcărilor finite.

Metoda reconstrucțiilor paleogeografice. Am spus mai sus că liniatiile magnetice reprezintă izocrone *sin-derivă* deoarece ele iau naștere tot timpul are loc deplasarea plăcilor începînd din zonele de acrețiune. În acest sens marginile continentelor pot fi considerate izocrone *pre-derivă* deoarece ele reprezintă configurația marginilor de plăci în momentul în care a avut loc nașterea zonei de expansiune și a început migrația distală a plăcilor. Cea mai simplă mișcare finită de plăci a fost gîndită empiric de toți cei care au admis că uscaturile din jurul Atlanticului au fost cîndva reunite. Prima încercare de reconstituire pe baze riguroase a unui continent unit, care să cuprindă Europa, Africa, Americile și Groenlanda, a fost făcută de Bullard, Everett și Smith în 1965. Reconstituirea nu a fost făcută pe alte criterii decît cele geometrice, dar pentru realizarea a fost elaborată o metodă de computerizare a datelor. Pentru aceasta conturul unui continent este definit prin longitudinea și latitudinea unei serii de puncte distanțate atît de puțin încît interpolarea dintre ele să dea alura generală a conturului respectiv. După ce conturile continentelor de cele două părți ale oceanului sînt definite în acest fel trebuie găsită rotația care să dea cea mai bună potrivire a conturilor, respectiv să fie găsit polul acestei rotații. Dacă este ales un punct P_a pe partea estică a oceanului și un punct corespunzător P'_a de partea cealaltă, egal distanțat față de polul de rotație, și situate la o diferență θ_a de "longitudine" între ele (notăm longitudinea în rețeaua euleriană între ghilimele, pentru diferențiere de longitudinea geografică), o rotație θ_0 a unui continent în raport cu celălalt va lăsa o diferență unghiulară $\theta_a - \theta_0$ între cele două puncte. Același lucru se întîmplă și cu alte perechi de puncte $P_b, P'_b, \dots, P_n, P'_n$, $\theta_n - \theta_0$ fiind nepotrivirea generală de neacoperire a conturilor. Suma pătratelor acestei cantități pentru toate punctele alese pe continentul estic va da măsura nepotrivirii. O nepotrivire similară $\theta_n - \theta_0$ este cea rezultantă din rotirea continentului estic spre cel vestic, suma pătratelor acestei cantități dînd în aceeași măsură nepotrivirea. Pentru motive de simetrie este utilizată media patrată a celor două cantități:

$$Q^2 = \frac{1}{2N} \sum_{n=1}^N \left[(\theta_n - \theta_0)^2 + (\theta'_n - \theta_0)^2 \right] \quad (3.17)$$

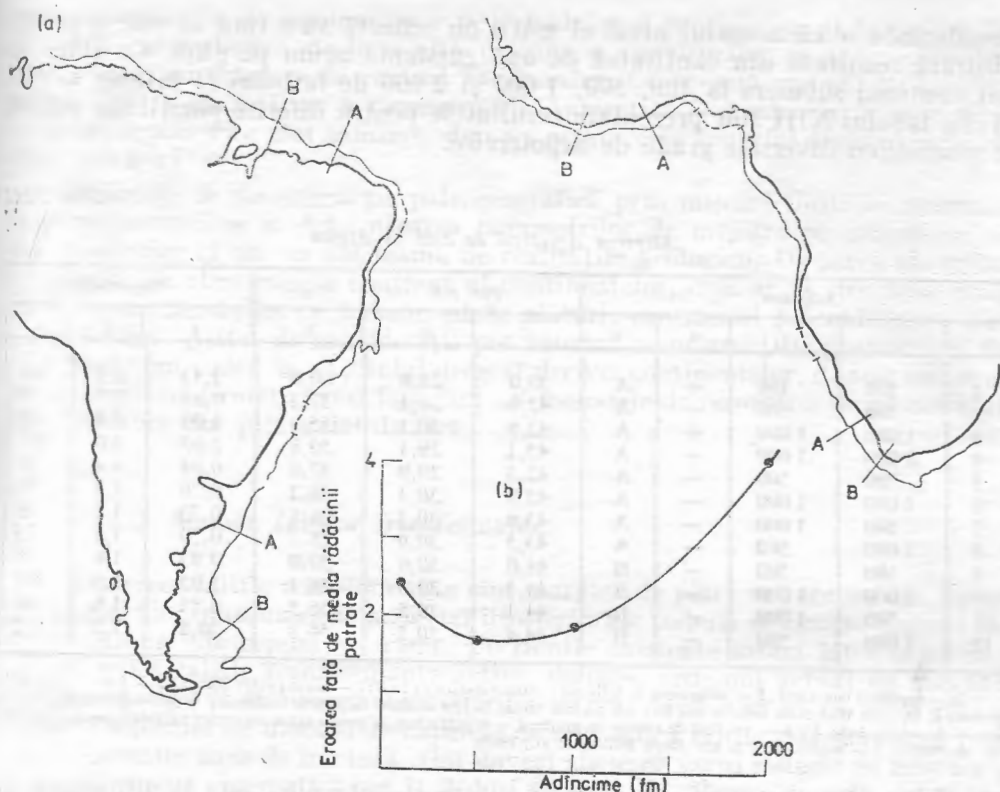


Fig. 3.32 — (a) Sectoarele utilizate pentru alipirea celor două continente, Africa și America de Sud: AA, 80 de puncte; BB, 100 de puncte. Sînt indicate contururile actuale și cele de la —500 fathomi. Sectoarele omise sînt punctate; (b) Nepotrivirea de asamblare ca funcție a adîncimii conturului utilizat în reconstrucție (După Bullard et al., 1965).

care este suma pentru punctele N alese pe fiecare parte. Q^2 , care este nepotrivirea între cele două margini, este minimă pentru un pol de rotație dacă unghiul de rotație este

$$\theta = \frac{1}{2N} \sum_{n=1}^N (\theta_n + \theta'_n). \quad (3.18)$$

Nepotrivirea cu această rotație va depinde de poziția polului de rotație.

Pentru găsirea poziției cu nepotrivirea trebuie mers prin tatonări calculîndu-se nepotrivirea $Q(\theta, \beta)$ din (3.17) pentru un pol de rotație de latitudine β și longitudine θ , prin utilizarea celui mai bun unghi de rotație rezultat din (3.18). Pentru aceasta s-a procedat prin tatonări succesive, mărindu-se cu cantități mici (2°) alternativ longitudinea, apoi latitudinea pînă la găsirea celei mai mici valori pentru Q^2 .

Rezultatele obținute pe calculator de Bullard și echipa sa nu sînt univoce, diversele tatonări oferind mai multe soluții. Astfel, pentru Atlanticul de Sud au fost utilizate în vederea caracterizării conturului fie intervalul AA în care au fost luate 80 puncte intermediare, fie intervalul BB cu 100 puncte intermediare (fig. 3.22 a). Pentru fiecare au fost apoi testate puncte situate la diverse adîncimi,

considerându-se că actualul nivel al mării nu reflectă structura ci este o poziție arbitrară rezultată din cantitatea de apă existentă acum pe glob. Ca atare s-a luat conturul submers la 100, 500, 1 000 și 2 000 de fathomi (1 fathom = 1,83 m). În tabelul XIII sînt prezentate rezultatele pentru diferite poziții ale polului de rotație, cu diversele grade de nepotrivire.

Tabelul XII

Alipirea Americii de Sud la Africa

Adîncime					Poz. pol		Unghi	Nepotriviri		
a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k
1	100	100	+	A	39,0	29,0	60,0	1,43	2,4	140
2	500	500	+	A	42,9	30,1	57,1	0,95	1,7	90
3	1 000	1 000	+	A	43,8	30,1	55,8	1,03	1,8	85
4	2 000	1 000	+	A	45,1	29,1	50,8	2,05	4,0	190
5	500	500	—	A	42,5	29,9	57,6	0,84	1,4	80
6	1 000	1 000	—	A	43,9	30,1	56,1	0,79	1,4	75
7	500	1 000	—	A	43,9	30,3	56,6	0,73	1,3	69
8	1 000	500	—	A	43,5	30,0	56,7	0,79	1,4	75
9	500	500	—	B	44,0	30,6	57,0	0,93	1,6	88
10	1 000	1 000	—	B	44,1	30,3	56,1	1,05	1,9	100
11	500	1 000	—	B	44,1	30,5	56,5	0,91	1,6	86
12	1 000	500	—	B	44,4	30,5	56,3	10,8	1,9	102

a — numărul încercării; b — adîncimea în fathomi pentru America de Sud; c — idem pentru Africa; d — faptul dacă Delta Nigerului și Dorsala Walvis au fost incluse (+) sau au fost omise (—); e — linia de puncte folosită; f — polul de rotație lat. N; g — polul de rotație long. V; h — unghiul de rotație în grade; i — nepotrivirea în media celor mai mici pătrate; j — nepotrivirea în % de rotație; k — nepotrivirea în km (După Bullard et al., 1965).

În fig. 3.32 b diagrama arată că minima nepotrivire este la adîncimea de 500 fathomi (circa 915 m). Cea mai mare nepotrivire este la Delta Nigerului, care este o formațiune nouă, cuaternară, fapt pentru care a fost lăsată la o parte în reconstrucțiile 9—12. Prin procedee similare a fost reconstruit și blocul nordic pentru care au fost făcute patru încercări de realipire a Americii de Nord, Groenlandei și Europei. Islanda, formațiune magmatică recentă, a fost omisă. Nepotrivirea în media celor mai mici pătrate este de 30—90 km, cea mai drastică operațiune de modificare a conturilor actuale fiind rotirea Spaniei cu închiderea Golfului Biscaia. Rezultatul general pentru întregul Atlantic a fost realizat prin două rotații succesive a cărui pol echivalent pentru o singură rotație este la 67,6°N, 14,0°V, cu o rotație de 74,8°. Potrivirea realizată este destul de bună, cu excepția zonei centrale (Mexicul și America Centrală) unde au fost excepționale mari porțiuni. În fig. 1.27 rețeaua de longitudini și latitudini este cea actuală și ea arată rotațiile efectuate pentru reconstrucție. Curbarea lor nu înseamnă distorsiuni ale continentelor ci sînt doar efectul proiecției.

Cu metoda elaborată de Bullard și colaboratorii săi au fost ulterior realizate alte reconstrucții prin mișcări finite, cum ar fi juxtapunerea Australiei cu Antarctica (Sproll și Dietz, 1969), Africa cu Antarctica (Sproll și Dietz, 1970) sau pentru întreaga Gondwană (Smith și Hallam, 1970).

Metoda bazată pe reconstrucția geometrică elaborată de Bullard are neajunsuri căci, de pildă, pentru contururi de continente ce merg în lungul unui cerc mic latitudinal, nu poate fi găsit polul de rotație, după cum și nepotrivirile aproape de pol sînt mai mari. Din această cauză McKenzie et al. (1970) au elabo-

rat o metodologie de minimalizare pe calculator a acoperirilor și lipsurilor dintre continente plecând de la o altă definire a conturilor și anume, pe baza unor vectori cu originea în centrul Pământului. Cu această metodă McKenzie și Sclater (1971) au realizat o reconstrucție Antarctica — Australia în care suprafețele de nepotrivire sînt minime, deși nu acesta este criteriul sigur al celei mai bune potriviri.

Metodele de reconstrucție paleogeografică prin mișcări finite cu minimalizarea nepotrivirilor și determinarea parametrilor de mișcare pe calculator sînt pur geometrice și ele nu țin seamă de realitățile geologice. De aceea ele trebuie completate cu elemente de conținut al continentelor, cum ar fi structura marginilor, vîrsta unităților ce trebuie aduse alături, conținutul paleontologic, faciesurile rocilor. Astfel de considerații pot infirma reconstrucțiile geometrice, dar, după cum vom vedea în capitolul dedicat derivei continentelor, de cele mai multe ori ele le-au confirmat. Acest fapt face ca metodele de reconstrucție pe calculator să-și păstreze din plin valabilitatea.

3. Metoda faliilor transformante.

Deoarece faliile transformante sînt margini de plăci în care nu are loc nici acrețiune, nici consumare de material litosferic, ele trebuie să urmeze cercuri mici de latitudine ale rețelei euleriene. Porțiunile existente astăzi între capetele de rifturi, adică faliile transformante active, definesc sistemul actual de mișcare a plăcilor ajutînd la stabilirea cinematicii acestora, după cum se va arăta mai departe. Porțiunile de dincolo de capetele de rift, adică faliile transformante fosilizate, denumite zone de fractură, sînt dovezi ale unor vechi sisteme de mișcare ale căror parametri cinematici pot fi deduși pe baza lor. Pentru aceasta pot fi utilizate mai multe, sau o singură zonă de fractură. Ultimul caz este ilustrat de modul în care a fost folosită fractura Gibbs din Atlanticul de Nord pentru descrierea deschiderii Mării Labrador (Le Pichon et al., 1971).

Fractura Gibbs, care se întinde între Irlanda și Peninsula Labrador, determină o puternică deplasare a riftului medio-atlantic spre vest în partea nordică (falie transformantă senestră) (fig. 3.33). Ea are un parcurs liniar aproape latitudinal între 24°V și 41°V, dincolo de care de o parte și de cealaltă mai poate fi urmărită pe cîte 8°, dar cu o direcție NEE-SVV. Porțiunea centrală poate fi înscrisă într-un cerc mic în raport cu care poate fi stabilit polul de rotație actual al expansiunii riftului atlantic din această parte. Cu o rotație de 11,54° în jurul unui pol situat la 62,8°N, 137,0°E porțiunea centrală poate fi eliminată și cele două sectoare oblice aduse alături. Prin ele poate fi dus un cerc mic al cărui pol se află la 79,9°N, 89,9°V. Cu ajutorul acestui pol poate fi stabilită deschiderea Atlanticului în intervalul 76—60 milioane ani (vîrsta precizată după anomaliiile magnetice de la 32 la 24), după care a avut loc schimbarea polului de rotație, și față de noua lui poziție (61,6°N, 92,0°V) s-a produs deschiderea în continuare în intervalul 60—49 milioane ani (anomaliiile 24 la 20).

Cazul fracturii Gibbs arată cum poate fi utilizată o singură falie transformantă pentru descrierea unor rotații finite de plăci. În ce măsură acest procedeu poate da un grad mare de confidență este o problemă care a fost analizată de Phillips și Luyendyk (1970), pe baza studiului fracturii Atlantis din Atlanticul central. În fig. 3.34 este trasată această falie în rețeaua geografică, în lungul ei

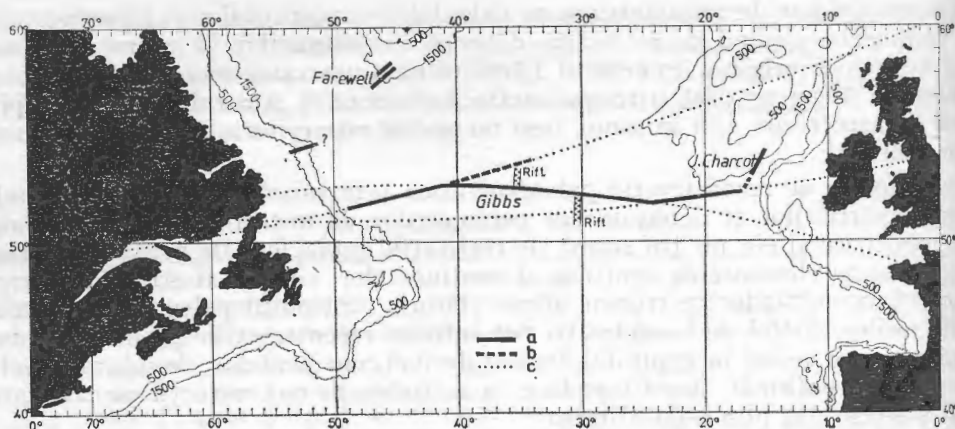


Fig. 3.33 — Utilizarea unei singure zone de fractură pentru determinarea mișcării plăcilor. Fractura Gibbs este trasată cu linie groasă (a) pe porțiunea observabilă astăzi, pentru care a fost trasat cercul mic de latitudine (c); (b) Sînt prelungirile pe porțiunea rotită care, prin suprapunere, indică un alt cerc mic pe baza căruia se calculează vechiul pol de rotație (După Le Pichon et al., 1971).

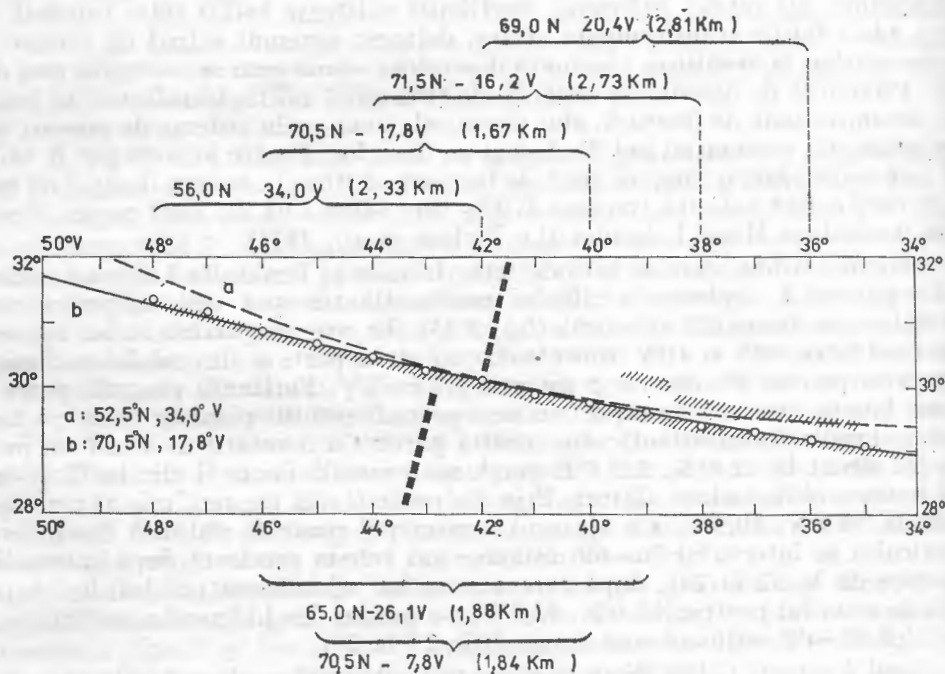


Fig. 3.34 — Zona de fractură Atlantis din Oceanul Atlantic și riftul medio-oceanic (linie întreruptă). Cu cercuri sînt notate intersecțiile gradelor de longitudine cu fractura. În paranteză sînt date pozițiile polilor de rotație calculate pentru segmente de cite 6 și 7 grade de longitudine; a, poziția polului obținută prin construirea perpendiculară la aproximativ 42°; b, poziția polului calculată pentru același punct (După Phillips și Luydendyk, 1970).

fiind punctate intersecțiile cu meridianele din două în două grade. Luând porțiuni de câte 6°, considerate ca cercuri mici de latitudine ale rețelei euleriene, au fost calculați polii de rotație respectivi, înscrși cu poziția lor geografică și cu deviația standard în km. Se observă că, exceptând primul segment din stînga, care dă un pol distanțat la 25°, celelalte trei secțiuni indică aproape același pol, situat la 40°. Calculul pentru un segment de 7° dă un pol la 65,0°N, 26,1°V iar pentru întreaga fractură (de la 35° la 48°) dă un pol la 64,4°N, 25,6°V. Construcția grafică, cu perpendiculare ridicate pe partea centrală a fracturii plasează polul la 52,5°N, 34,0°V (soluția *a* din figură), în timp ce calculul pentru aceeași porțiune indică polul la 70,5°N, 17,8°V (soluția *b* din figură). Aceste date comparative evidențiază faptul că utilizarea unei singure zone de fractură comportă riscuri în stabilirea polului de rotație și ca atare și reconstrucțiile paleogeografice bazate pe el.

Găsirea polului de rotație este mai sigură dacă se utilizează mai multe falii transformante. Pentru aceasta se poate utiliza o simplă construcție geometrică bazată pe faptul că, din moment ce zonele de fractură reprezintă cercuri mici ale rețelei euleriene, perpendicularele ridicate pe ele trebuie să reprezinte cercuri mari (latitudini) ale aceleiași rețele. Ca atare aceste perpendiculare trebuie să se întâlnească în polul de rotație. Ridicînd astfel de perpendiculare pe zonele de fractură din Atlantic, Morgan (1968) a constatat că, cu o singură excepție, toate se întîlnesc într-un cerc centrat pe punctul 58°N, 36°V, care poate fi ca atare considerat polul de rotație (fig. 3.35 *a*). În aceeași figură (*b*) este pusă în paralel construcția bazată pe soluțiile în focare ale seismelor din Atlantic, soluții care indică de asemenea faliile transformante și pe care pot fi ridicate perpendiculare. După cum se vede, diferențele de locare a unui pol sînt foarte mari, ceea ce evidențiază lipsurile acestei metode pentru astfel de scopuri.

Verificarea amplasării polului de rotație poate fi făcută prin operațiunea inversă, de trasare din acest pol a cercurilor latitudinale ce trebuie să coincidă cu liniile de fractură. În fig. 3.36 *a* este prezentat rezultatul pentru părțile centrale ale faliilor transformante, ceea ce verifică poziția actualului pol de rotație pentru expansiunea Atlanticului. Dacă se iau însă în considerare zonele de fractură pe toată lungimea lor (fig. 3.36 *b*) se observă că cercurile trasate nu mai satisfac curbura lor, pentru extremități fiind determinat un alt pol cu poziția 44,0°N, 30,6°V. Aceasta înseamnă că deschiderea Atlanticului a început cu un sistem de rotație în jurul acestui pol, apoi s-a modificat în cel actual. Schimbarea polului s-a produs probabil în paleocen (anomalia 31).

O foarte interesantă reconstrucție a succesiunii de rotații finite a fost realizată pentru zonele de fractură din Pacificul de Est unde marile zone de fractură ce se dispun de la ecuator pînă la 40°N, și din care unele depășesc 4 000 km lungime, prezintă inflexiuni sistematice. Normalizînd fracturile față de aceste inflexiuni, au putut fi separate cinci faze evolutive, fiecare cu cîte-un pol de rotație, modificările putînd fi date cu ajutorul linițiilor magnetice (Francheteau et al., 1970). Interesantă este metoda utilizată și care nu se bazează pe o reconstrucție geometrică ci pe un calcul numeric în care a fost apreciată poziția, în grade, a polului față de fracturi prin metoda celor mai mici pătrate.

Metoda de determinare a mișcării plăcilor pe baza zonelor de fractură nu este aplicabilă numai la bazinele oceanice ci și la cele continentale, cu condiția ca faliile luate în considerare să fie efectiv falii transformante. Ea a fost aplicată prima dată de Morgan (1968) pentru sistemul de falii din partea de vest a Americii de Nord, respectiv din zonele Fairweather-Queen Charlotte (13 falii), California

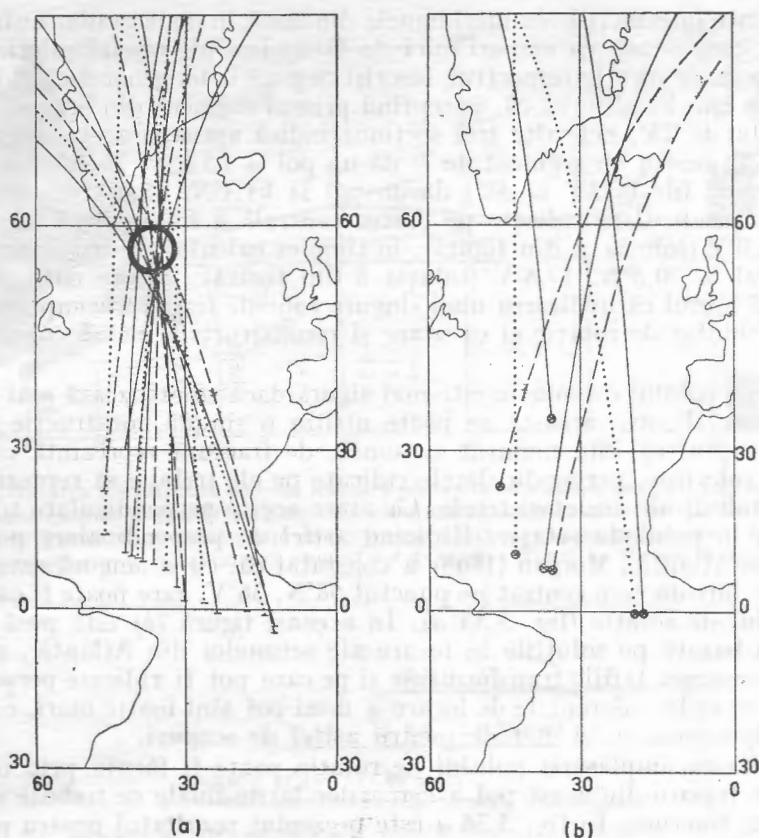


Fig. 3.35 — (a) Polul de rotație obținut prin intersectarea perpendicularelor pe zonele de fractură din Atlantic. Polul obținut este centrat pe 58°N, 36°V; (b) Cercurile mari perpendiculare pe direcția de mișcare a faliilor transformante determinate prin soluții în focar (După Morgan, 1968).

de Nord (9 falii), California de Sud (7 falii) și Golful Californiei (4 falii). Construcția geometrică a dus la identificarea unui pol comun de rotație situat la 53°N, 53°V față de care are loc mișcarea actuală a Plăcii pacifice în raport cu cea americană (fig. 3.37). Pe baza mișcărilor care au loc pe falii (mai ales San Andrea) a fost dedusă și viteza maximă de mișcare la $4,0 \pm 0,6$ cm/an. Interesant este faptul că o determinare a polului pe baza soluțiilor de focar a dat un amplasament similar.

În concluzie, pentru determinarea rotațiilor finite utilizarea faliilor transformante este extrem de utilă, ea permițând locarea polului de mișcare în raport cu care pot fi reconstituite mișcările plăcilor. Această metodă trebuie completată cu cea a liniatiilor magnetice, care permite stabilirea vitezei de rotație și ca atare descifrarea etapelor evolutive. De fapt acestea sînt metodele de bază pentru reconstituiri paleogeografice, mai precis pentru stabilirea marginilor de plăci din punct de vedere geometric, lor adăugîndu-li-se metodele de identificare, din punct de vedere geologic, a caracterului marginilor, adică de acrețiune sau de subducție, așa cum se va vedea în capitolele următoare.

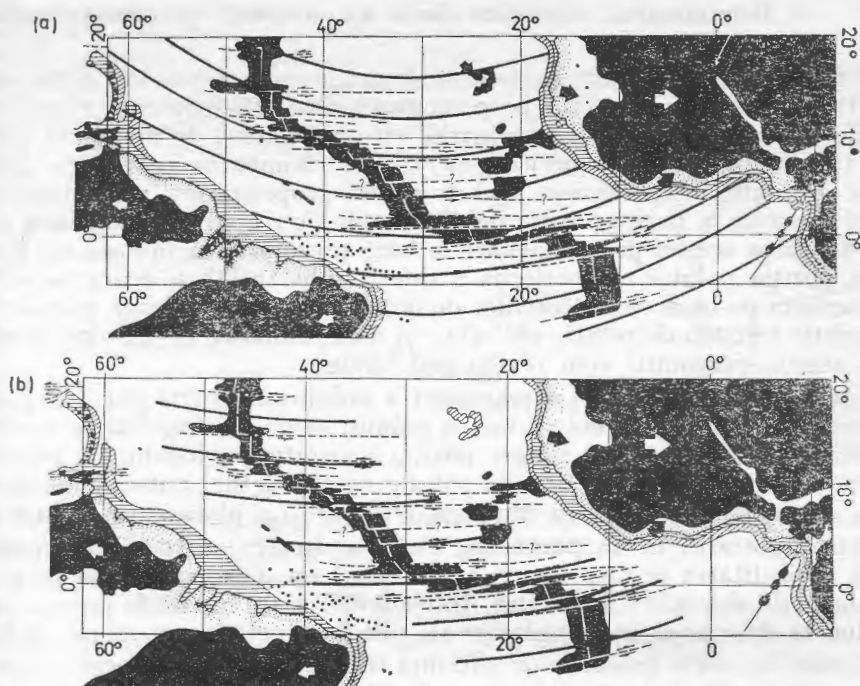
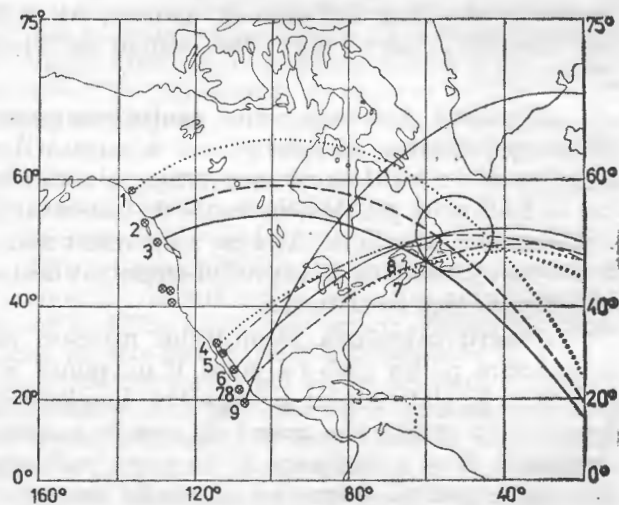


Fig. 3.36 — Determinarea mișcării de rotație a plăcilor după direcția zonelor de fractură. (a) Zonele de fractură comparate cu cercuri de latitudine centrate pe un pol situat la 44°N , $30,6^{\circ}\text{V}$, în jurul căruia a avut loc rotația care dă cea mai bună potrivire a Africii cu America de Sud; (b) Partea centrală a zonelor de fractură comparată cu cercurile de latitudine centrate pe un pol situat la 62°N , 36°V , în jurul căruia a avut loc mișcarea actuală între cele două plăci (După Morgan, 1968).

Fig. 3.37 — Determinarea unui pol de rotație prin intersectarea perpendicularelor ridicate pe falii continentale din zonele: (1) Fairweather-Queen Charlotte, (2) California de Nord, (3) California de Sud și (4–9) Golful Californiei. Cercul de intersecție este centrat pe 53°N , 53°V (După Morgan, 1968).



4. Determinarea mișcărilor finite cu ajutorul paleomagnetismului.

Una din cele mai sigure metode de determinare a mișcărilor finite ale plăcilor litosferice este cea bazată pe paleomagnetism. Magnetismul remanent din roci l-am utilizat și pentru determinarea vitezei relative de mișcare a plăcilor făcînd apel la liniatiile magnetice generate de schimbarea polarității dipolului terestru. De data aceasta facem apel la o altă proprietate a magnetismului remanent, aceea de a indica poziția polului magnetic terestru în momentul genezei rocii. Utilizarea acestei proprietăți are la bază prezumția că în decursul timpului geologic poziția polului magnetic nu a diferit substanțial de cea a polului geografic, aceasta pe baza considerațiilor de ordin teoretic care leagă geneza cîmpului magnetic terestru de rotația globului, și deci, implicit, de axa lui de rotație. Asupra acestor prezumții vom reveni mai tîrziu.

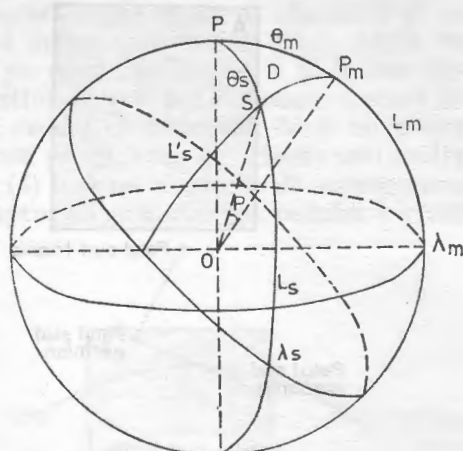
Odată admisă ideea unei suprapunerii a polului magnetic peste cel geografic în decursul timpului, prin determinarea polului magnetic fosilizat în roci putem afla prin metode geometrice simple poziția geografică a locului de prelevare a rocii studiate. Aducînd acel punct în polul geografic actual putem determina traiectoria efectuată de el și deci mișcarea efectuată de placa care îl poartă.

Prin raportarea la un punct fix, polul geografic, metoda paleomagnetică ne oferă posibilitatea pe care nici o altă metodă nu o posedă, aceea de a determina mișcările absolute ale plăcilor. Într-adevăr, toate metodele prezentate pînă acum duc la descrierea unor deplasări ale plăcilor unele în raport cu altele, deci mișcări relative, toate sistemele de referință fiind ele însele în mișcare. Încercarea de a considera marginile de plăci ca elemente fixe (Irving și Robertson, 1969) s-a dovedit neavenită deoarece atît rifturile cît și fosele de subducție sînt elemente mobile, fapt care reiese atît din considerații cinematice deduse din sistemul actual de plăci (Francheteau și Sclater, 1970), cît și din considerații geologice, după cum se va vedea în capitolele următoare. În această situație există puține elemente „fixe” la care să ne putem referi în reconstrucțiile paleogeografice. Unul este centrul Pămîntului, luat ca referință în geodezia spațială bazată pe determinări satelitare, metodă care se preconizează a fi de mare viitor, dar aplicabilă numai la mișcările instantanee, actuale. Al doilea este polul magnetic, asimilat cel geografic, care oferă un sistem de referință pentru întreaga istorie a Pămîntului.

Metodele paleomagnetice pentru continente. Metoda paleomagnetică pleacă de la posibilitatea de determinare a orientării cîmpului magnetic în momentul și în raport cu locul în care s-a format o rocă. În capitolul 1 al cărții am prezentat în linii mari problemele legate de conservarea magnetismului și de evidențierea elementelor relict. Aici ne vom referi mai ales la metodele de interpretare a datelor, urmînd ca în capitolul consacrat derivei continentelor să vedem modul în care ele sînt fructificate.

Pentru calcularea elementelor necesare determinărilor paleomagnetice să considerăm pe un glob cu polul P un punct S ale cărui coordonate geografice sînt θ_s și λ_s (latitudinea și respectiv, longitudinea, fig. 3.38). Eșantioanele prelevate în S indică din punct de vedere paleomagnetic pentru un moment t , o declinație D și o înclinare I . Se pune problema ca, cu aceste elemente, să se determine poziția geografică a polului magnetic P_m din momentul consolidării

Fig. 3.38 — Determinarea poziției unui pol geomagnetic virtual. P, polul geografic; P_m , polul magnetic; D, declinația magnetică; S, stația în care s-a făcut măsurătoarea; θ_s , latitudinea stației; θ_m , latitudinea geografică a polului magnetic; λ_s , longitudinea stației; λ_m , longitudinea polului magnetic (După Roche, 1976).



roci, deci coordonatele θ_m și λ_m în funcție de actualele coordonate geografice. Aceasta este posibil cu ajutorul relațiilor geometrice:

$$\cotg p = 1/2 \operatorname{tg} I \quad (3.19)$$

în care p este distanța unghiulară dintre S și polul magnetic

$$\cos \theta_m = \cos \theta_s \cdot \cos p + \sin \theta_s \cdot \sin p \cdot \cos D \quad (3.20)$$

$$\sin (\lambda_m - \lambda_s) = \sin D \cdot \sin p / \sin \theta_m \quad (3.21)$$

Polul dedus astfel este un pol virtual, adică polul presupus a reprezenta pentru momentul t polul geografic al Pământului. Înainte de a vedea modul în care el poate fi util pentru reconstrucțiile paleogeografice, este necesar a prezenta valabilitatea acestei afirmații.

Pentru a testa precizia datelor obținute prin paleomagnetism, Tarling et al. (1971) au determinat polii virtuali ai formațiunilor magmatice mai tinere de 20 milioane de ani din diverse părți ale globului. Rezultatele, care trebuiau să se concentreze foarte strâns în jurul polului nord, au o dispersie relativ mare, unele puncte ajungînd pînă la 40° latitudine N, densitatea de puncte crescînd spre pol. Faptul se explică prin deficiențele de precizie inerente metodei. De aici se deduce necesitatea de a se opera pe un număr cît mai mare de eșantioane care să permită o tratare statistică a rezultatelor. Operațiunea statistică utilizată este cea preconizată de Fischer (1953) pentru dispersia punctelor pe o sferă.

Al doilea element de luat în considerare este valabilitatea afirmației că polul magnetic se situează exact peste cel geografic. De la început știm că acest lucru nu este adevărat, căci în momentul de față polul magnetic nordic se află la 100°V , 75°N , iar cel sudic la 129°V , 65°S . Cele două puncte diametral opuse arată că dipolul magnetic actual nici nu este geocentric ci este deplasat spre nord, fapt confirmat și de studiile paleomagnetice care arată că în decursul cuaternarului centrul dipolului a fost deplasat cu 235 km spre nord (eroarea standard 130 km), iar în terțiar cu 310 km (eroarea standard 90 km). Dacă se ia în considerare o astfel de deplasare, dispersia de puncte semnalată mai sus se îmbunătățește cu 3–4°. Se pare însă că, în fața dispersiei inerente însăși metodelor uti-

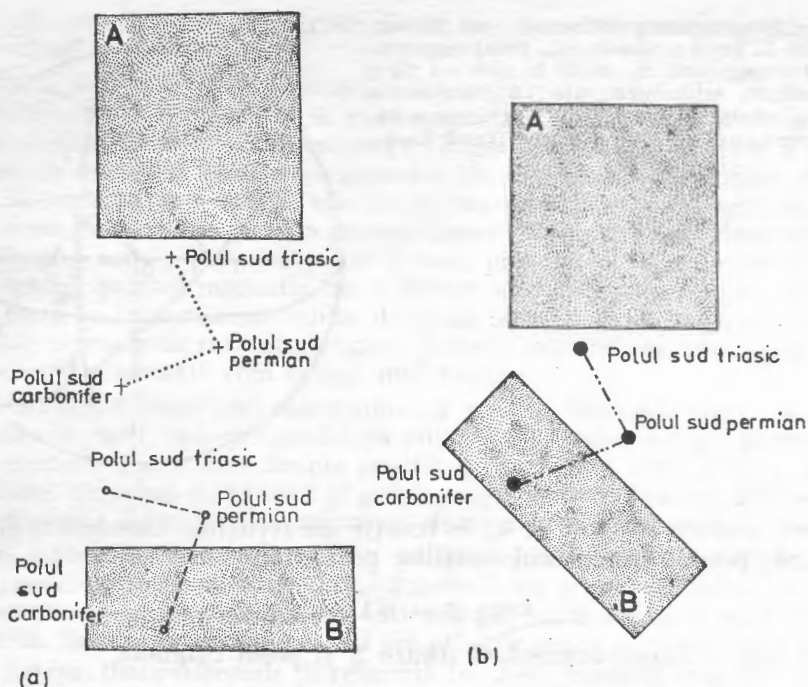


Fig. 3.39 — Principiul reconstrucțiilor paleogeografice prin utilizarea a două trasee polare. Există o singură reconstrucție posibilă rezultată din suprapunerea traseelor (După Seyfert și Sirkin, 1973).

lizate în paleomagnetism, eroarea introdusă de deviațiile unui dipol care nu este geocentric, sau cea determinată de migrația seculară a polului magnetic, sînt neînsemnate.

Cu aceste precizări în ce privește acuratețea de locare a polilor virtuali, să vedem în ce mod sînt ei utilizați pentru determinarea mișcării plăcilor. O primă determinare care se poate face este aceea a deplasării în timp a acestor poli pentru o singură placă. Stabilindu-se poziția medie a polului virtual pentru momente succesive și unindu-se punctele astfel stabilite, se obțin curbele de migrare sau traseul polar (polar path) pentru o anumită placă. Disputa din anii '50, dacă traseele polare evidențiază un fenomen real, de migrare a axei magnetice terestre, sau sînt reflexul deplasării plăcii de pe care au fost luate eșantioanele, a fost tranșată definitiv în favoarea celei de-a doua ipoteze. Nu există decît deriva plăcilor iar migrarea polilor virtuali este numai aparentă. Distanțarea traseelor polare este un efect al poziției diferite pe care le-au avut plăcile la momentele respective.

Plecînd de la traseele polare determinate pentru două plăci, se poate opera o deplasare finită a două continente conform schemei din fig. 3.39 în care, prin suprapunerea celor două trasee, continentele sînt aduse în poziția pe care au avut-o în intervalul carbonifer-triasic. Operația poate fi făcută chiar fără determinarea polului de rotație a celor două plăci care poartă continentele și fără raportarea la polul geografic. Reconstrucția este realizată ca o mișcare relativă, nu absolută, a plăcilor.

O operație de determinare a unei mișcări finite poate fi efectuată și cu ajutorul determinării unui singur pol virtual de pe mai multe plăci. Ideea de bază este prezentată în fig. 3.40 în care, de pe două continente A și B este determinat polul sudic virtual. În jurul unui astfel de pol pot fi trasate cercuri de latitudini ale unei rețele virtuale. Având în vedere că nu există decît un punct comun, suprapunerea trebuie făcută pentru acest punct, ceea ce admite mai multe soluții. Cazurile (b) și (c) sînt posibile, cazul (d) însă nu deoarece dă suprapunere de continente. Acest exemplu evidențiază faptul că prin fixarea polului virtual

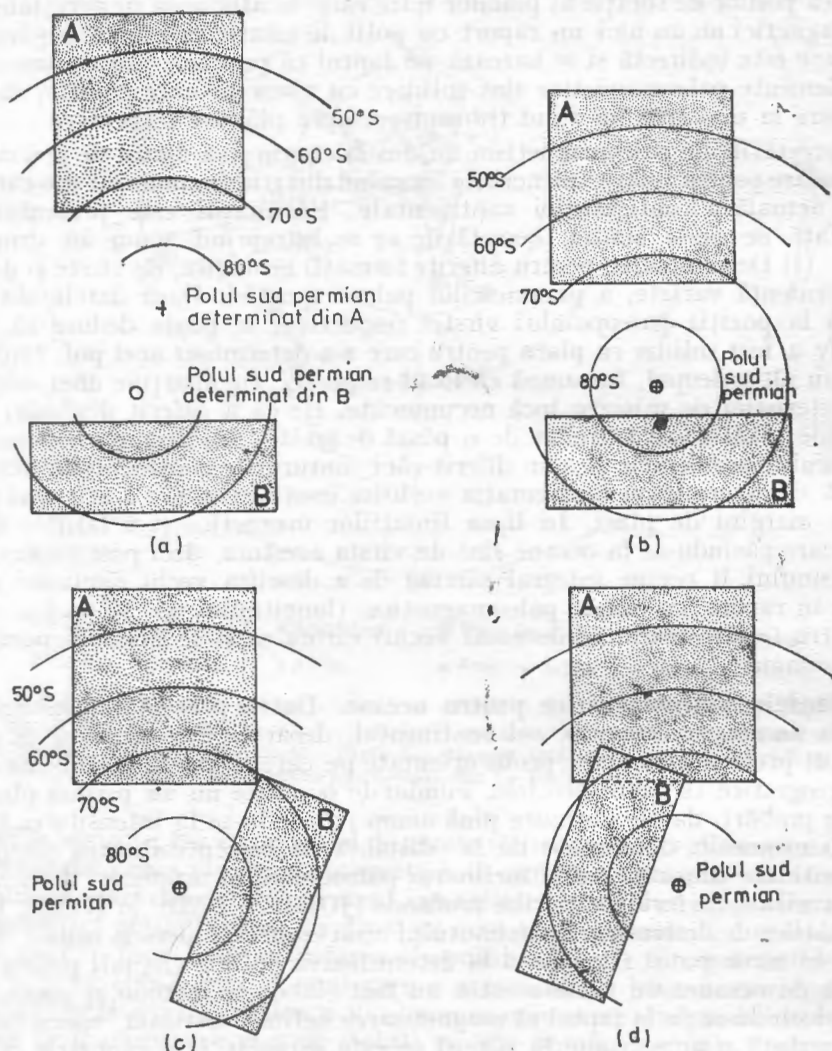


Fig. 3.40 — Principii reconstrucțiilor paleogeografice pe baza determinării unui singur pol paleomagnetic. (a) Două continente cu poli diferiți dar sincroni; (b) și (c) două poziționări posibile ale continentelor prin suprapunerea polilor; (d) Reconstrucție imposibilă deoarece generează suprapuneri de continente (După Seyfert și Sirkin, 1973).

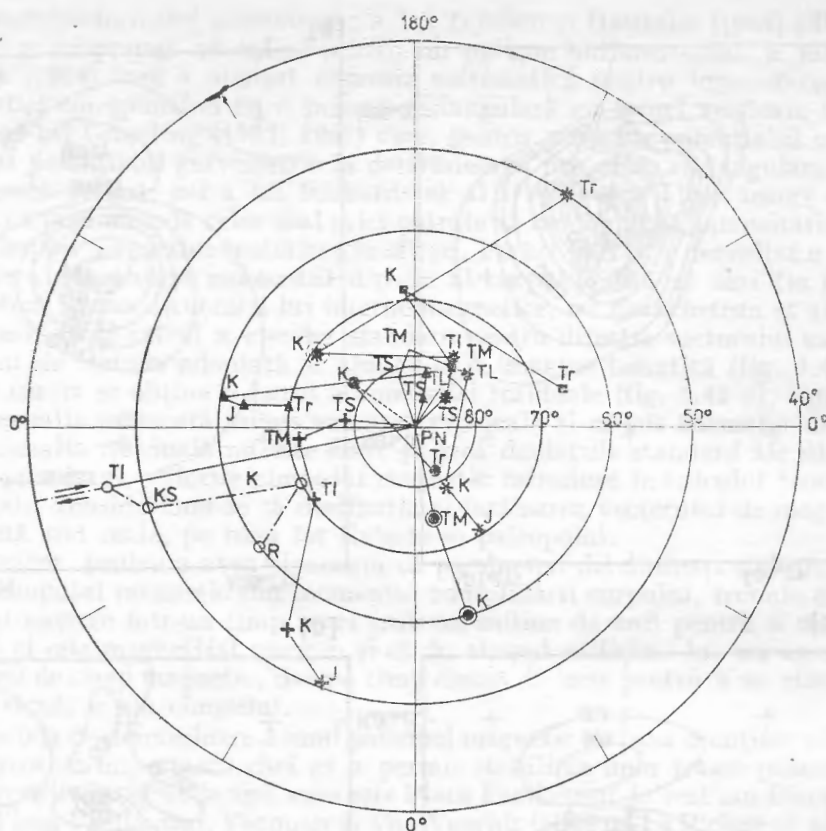
și aducerea acestuia în polul geografic, problema poziției punctului de prelevare a probei nu este rezolvată, el putându-se plasa oriunde pe cercul de latitudine virtuală situat la distanța unghiulară p dată de P_m . Pentru ridicarea incertitudinii sînt necesare fie determinări pentru alte vîrste, care să indice un alt pol virtual și deci un traseu polar, fie elemente de altă natură, cum ar fi reînconstrucții paleogeografice bazate pe alte criterii.

Trebuie subliniat că, spre deosebire de linițiile magnetice suboceanice, care, fiind legate prin geneză de zonele de acrețiune, pot fi utilizate direct la stabilirea polilor de rotație ai plăcilor între care se află zona de acrețiune, paleopolii magnetici nu au nici un raport cu polii de rotație eulerieni. Legătura ce se poate face este indirectă și se bazează pe faptul că punctele pentru care se determină elemente paleomagnetice sînt solidare cu placa pe care se află, deducțiile referitoare la mișcarea lor fiind transmise asupra plăcilor respective.

Cercetările de paleomagnetism au dus la conturarea destul de precisă a traseelor polare pentru toate continentele începînd din triasic, moment din care începe istoria actuală a configurației continentale. Rezultatul este prezentat în fig. 3.41. Față de acest stadiu, cercetările ce se întreprind acum au următoarele scopuri: (1) Determinarea pentru diferite formații geologice, de vîrste și din locuri de proveniență variate, a parametrilor paleomagnetici. Dacă datele obținute se aliniază la poziția paleopolului vîrstei respective, se poate deduce că punctul respectiv a fost solidar cu placa pentru care s-a determinat acel pol. Dacă datele indică un alt paleopol, înseamnă că locul respectiv, fie aparține unei microplăci, cu caracteristici de mișcare încă necunoscute, fie că a suferit deplasări de altă natură (de pildă a fost antrenat de o pînză de șariaj). (2) Pentru vîrste anterioare mezozoicului problemele se pun diferit căci contururile continentelor actuale nu ne ajută să determinăm configurația vechilor continente, și cu atît mai puțin a vechilor margini de plăci. În lipsa linițiilor magnetice și a faliilor transformante, care găsindu-se în oceane sînt de vîrsta acestora, deci posttriasice, paleomagnetismului îi revine integral sarcina de a descifra vechi deplasări de continente, în raport cu rețele paleomagnetice (longitudini și latitudini magnetice pentru fiecare fragment de uscat vechi) cărora să li se găsească poziția geografică comună.

Metodele paleomagnetice pentru oceane. Datele prezentate pînă acum s-au referit la un singur domeniu, cel continental, deoarece este singurul de pe care s-au putut preleva pînă acum probe orientate pe care să poată fi stabilite coordonatele geografice cu mare precizie. Fundurile oceanice nu au permis pînă acum astfel de probări, datele obținute pînă acum referindu-se la intensitatea totală a cîmpului magnetic, determinat de la distanță, la susceptibilitatea magnetică a unor eșantioane dragate, sau la înclinarea paleocîmpului magnetic, determinat pe carote furnizate de forajele marine profunde (JOIDES, DSDP și IPOD). În lipsa posibilităților de determinare a azimutului unui eșantion, metoda uzuală în paleomagnetism nu a putut fi aplicată la determinarea polilor virtuali pentru plăcile acoperite de oceane. Cu toate acestea au fost elaborate metode și pentru aceste cazuri, plecîndu-se de la faptul că magnetizarea nefiind verticală, anomaliile magnetice prezintă o anizotropie în planul ce este măsurat și o asimetrie în lungul oricărui profil.

O primă metodă de determinare a paleopolilor este cea care utilizează munții vulcanici submarini (seamounts), edificii de formă relativ regulată, conică sau cilindrică, alcătuiți din pături suprapuse de lave. Înălțimea, de minimum 1 km



○ India (emisfera ascunsă) * Antarctica ● Plăea Pacifică ■ America de Nord
 * Eurasia * prezis ▲ Africa ● America de Sud + Australia

Fig. 3.41 — Traseele polare posttriasice pentru majoritatea plăcilor existente în prezent. PN, Polul Nord; Tr, triasic; J, jurasic; K, cretacic; T, terțiar; I, inferior; M mediu; S superior. Proiecție stereografică pentru emisfera nordică, la nord de 40° (După Francheteau, din Le Pichon et al., 1973).

și flancurile abrupte, fac ca un astfel de munte să fie bine individualizat morfologic dar și magnetic, căci geneza sa magnetică îi conferă un magnetism termoremanent puternic, care acoperă în general intensitatea câmpului indus. Un astfel de bloc magnetizat acționează ca un dipol cu orientarea impusă de magnetismul remanent, deci în funcție de orientarea câmpului magnetic din momentul consolidării. Vacquier (1962) este primul care a arătat că pe baza unei ridicări combinate, batimetrice și magnetice a unui munte submarin, este posibil a se calcula direcțiile de magnetizare și a se stabili poziția polului virtual. Pentru aceasta se utilizează valoarea intensității totale a câmpului magnetic, așa cum rezultă din traseele de măsurare efectuate pe deasupra lui, și din care rezultă o imagine cartografică (fig. 3.42 b). În paralel se realizează un model teoretic bazat pe calculul anomaliei magnetice a unui corp de o formă arbitrară prin aproximarea lui la forme geometrice regulate, respectiv prin împărțirea lui în felii orizontale,

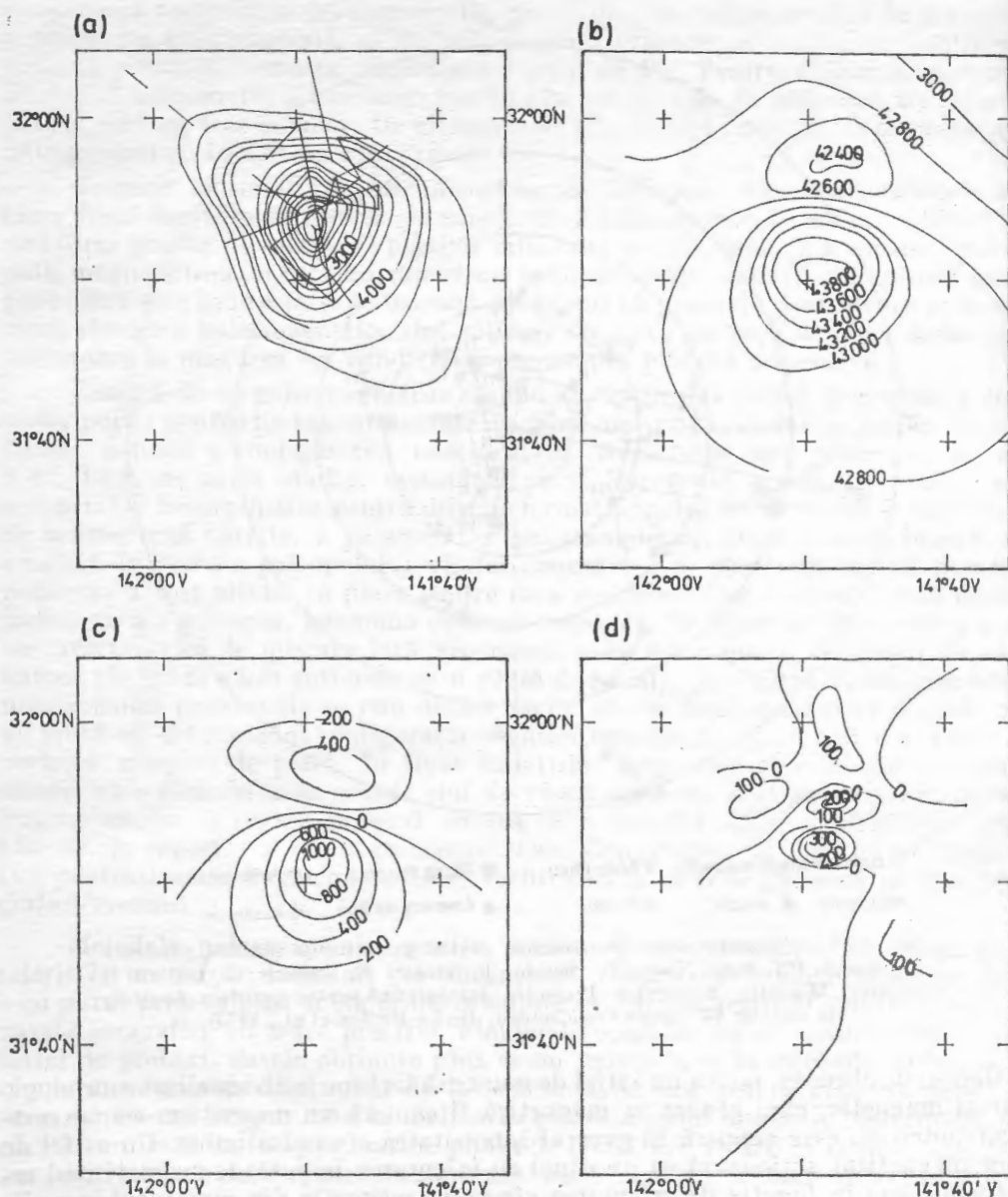


Fig. 3.42 — Muntele submarin Moonless din Pacificul de NE. (a) Topografia în curbe de adâncime echidistante la 250 m; (b) Câmpul magnetic observat cu echidistanța curbelor la 250; (c) Câmpul magnetic calculat cu echidistanța curbelor la 250; (d) Hărta anomaliilor reziduale (câmpul observat minus valoarea regională și minus anomalia calculată) cu echidistanța curbelor la 100 m (După Francheteau et al., 1971).

calculându-se pentru fiecare în parte parametrii magnetici. Pentru acest calcul teoretic au fost elaborate mai multe programe de computer între care pot fi menționate: cel a lui Bott (1963), care a încercat atât o integrare a suprafețelor cât

și a volumului formelor geometrice; a lui Talwani și Heirtzler (1964) și Talwani (1965), care au propus un calcul pentru un poligon bidimensional; a lui Bhattacharyya (1964) care a utilizat expresia matematică pentru intensitatea totală a anomaliei corespunzând cu o prismă rectangulară cu laturi verticale infinite; programul lui Grossling (1965, 1967) care, pentru a obține potențialul magnetic a utilizat potențialul gravimetric la determinarea prismelor rectangulare cu care aproximează corpul; cel a lui Richards et al. (1967) și a altor autori care au încercat ca prin metoda celor mai mici patrate să descompună intensitatea totală în trei câmpuri magnetice ipotetice; în sfârșit, Parker (1971) a dezvoltat o metodă prin care a determinat momentul dipolic al corpului fără să mai fie necesară vreo ipoteză asupra structurii lui interne magnetice, iar Francheteau et al. (1970) au dat metoda de calcul a erorilor standard pentru direcția vectorului magnetic. Indiferent de metoda adoptată se ajunge la o imagine teoretică (fig. 3.42 c) cu ajutorul căreia se obține o hartă a anomaliei reziduale (fig. 3.42 d), care reprezintă anomalia măsurată minus valoarea regională și minus anomalia calculată. Dacă anomalia reziduală nu este mare și dacă deviațiile standard ale direcțiilor nu sînt prea largi, valorile câmpului magnetic introduse în calculul teoretic pot fi adoptate, considerîndu-se că declinația și înclinarea vectorului de magnetizare remanentă sînt reale, pe baza lor fixîndu-se paleopolul.

Desigur, pentru a avea siguranța că parametrii determinați corespund într-adevăr câmpului magnetic din momentul consolidării corpului, trebuie admis că el a luat naștere într-un timp scurt (sub un milion de ani) pentru a avea siguranța că el este magnetizat omogen și că în timpul edificării lui nu au avut loc inversiuni de câmp magnetic, dar un timp destul de lung pentru a se elimina variațiile seculare ale câmpului.

Metoda de determinare a unui paleopol magnetic pe baza munților submarini este extrem de importantă căci ea a permis stabilirea unor trasee polare pentru plăci acoperite integral de apă, cum este Placa Pacificului de vest sau Placa Nazca. Pentru Placa Pacificului, Vacquier și Van Voorhis (citat de Le Pichon et al., 1973) au emis încă din 1964 ideea unei derive de 30° — 40° spre nord, fără să găsească la vremea aceea audiența necesară. Ulterior determinările efectuate de alți cercetători (de pildă Francheteau et al., 1970) au confirmat-o (fig. 3.43), ea fiind demonstrată astăzi și prin forajele adînci suboceanice. Interesantă este și confirmarea metodei prin determinările efectuate pe munții submarini din Atlantic și care au dus la aceleași rezultate cu cele obținute din determinările de paleomagnetism terestru de pe aceeași placă.

O altă posibilitate de determinare a deplasărilor efectuate de plăcile acoperite de apă se bazează pe forma profilelor date de anomaliile magnetice de câmp total (liniațiile magnetice). Prezentînd metoda de determinare a vitezei de expansiune a mișcărilor instantanee am arătat că forma curbelor este influențată de poziția geografică pe care a ocupat-o locul respectiv în momentul formării crustei oceanice purtătoare a anomaliilor și de poziția pe care locul o ocupă în momentul actual cînd se face măsurătoarea. Am vorbit atunci de asimetria pe care o induce această schimbare de poziție pentru a atrage atenția asupra faptului că ea poate duce la o greșită determinare a ratei de expansiune. Dar, asimetria fiind rezultată dintr-o deplasare a plăcilor, poate fi utilizată și pentru determinarea acestei mișcări.

Să luăm un bloc de crustă oceanică rectangular (fig. 3.44), cu axa x perpendiculară pe bloc, cu axa y în lungul lui și z vertical pe el (McKenzie și Sclater, 1971). Raportul dintre magnetizarea totală și intensitatea câmpului magnetic

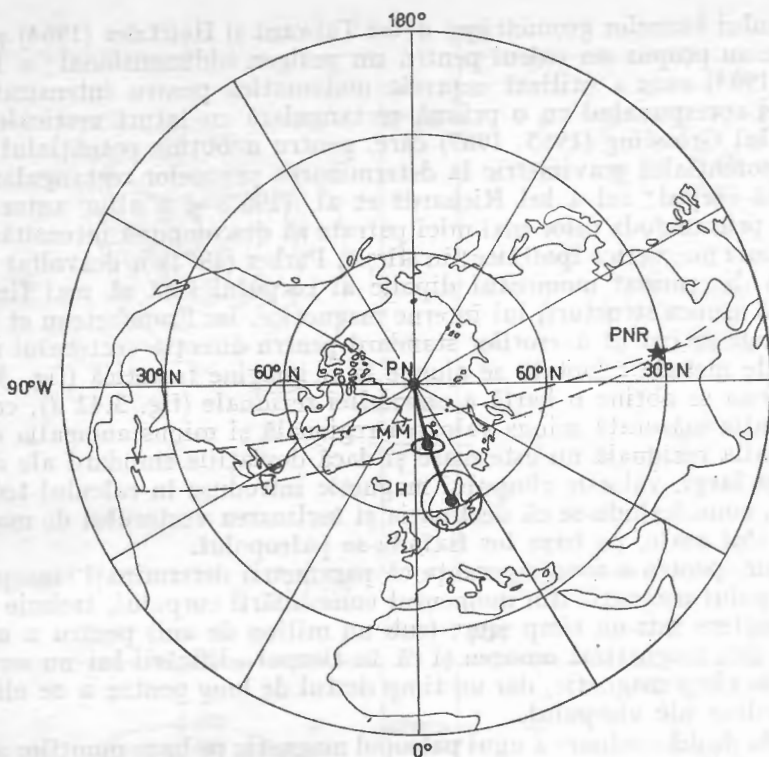


Fig. 3.43—Traseul polar pentru Placa pacifică determinat după paleomagnetismul munților submarini. H, munți submarini din grupul Hawaii (cretacici); MM, munți submarini din grupul Midway (terțiar mediu); PN, Polul Nord actual; cercurile mici indică dispersia polilor pentru grupul respectiv; PNR, punctul pivot pentru care traseul polar este un cerc mic (După Francheteau et al., 1970).

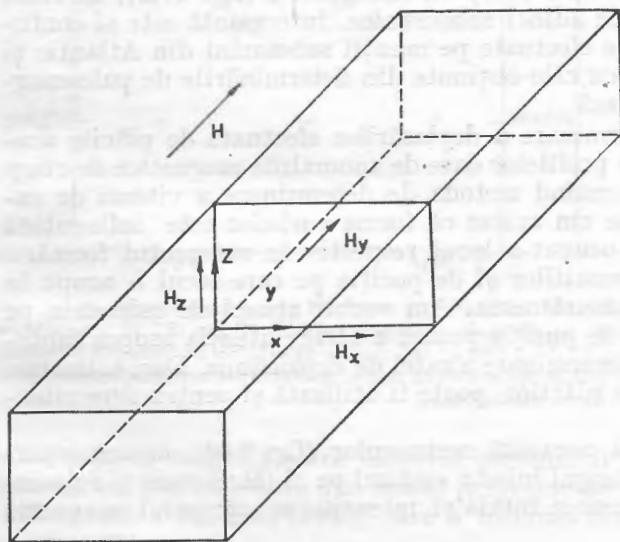


Fig. 3.44 — Magnetizarea unui bloc de crustă oceanică descompusă în trei componente: H_z determină variațiile de la un bloc magnetizat normal la un bloc magnetizat invers prin însumarea sau scăderea la câmpul indus; H_y nu produce anomalii deoarece liniile de forță nu părăsesc blocul; H_x introduce asimetrii puternice în curba anomaliilor (După Mc Kenzie și Sclater, 1971).

H este susceptibilitatea magnetică și ea poate fi reprezentată prin vectorul $\vec{H}$ ce poate fi descompus în cele trei părți componente în lungul axelor definite mai sus. Componenta H_y nu poate influența câmpul în afara blocului deoarece liniile de forță nu ies niciodată din crusta oceanică. Componenta H_z mărește sau reduce intensitatea magnetică deasupra blocului, în funcție de faptul dacă blocul este magnetizat normal sau nu, respectiv invers, iar H_x poate introduce puternice asimetrii.

Dacă notăm cu H câmpul magnetic total, cu H^a câmpul magnetic anomal, creat de bloc, cu A anomalia totală de câmp magnetic, cu I înclinarea și cu D declinația lui H , iar cu C unghiul pe care îl face în plan orizontal axa x cu meridianul geografic, avem relația

$$A = H_z^a + \sin I + H_z^a \cos I \cdot \cos (C - D) \quad (3.22)$$

Din această relație se constată că aproape de poli, unde $I = 90^\circ$, anomalia totală A este dominată de componenta verticală, adică de H_z^a , în timp ce la ecuator, unde I este slab, anomalia totală este determinată mai ales de componenta orizontală, adică de H_x^a . Faptul că există o componentă în plan vertical care înclină spre polul nord duce la asimetrii interesante. Așa de exemplu, în cazul unui rift orientat est-vest cu expansiune simetrică spre nord și sud, aproape de ecuator deasupra unui bloc magnetizat normal va apare o anomalie negativă deoarece liniile de forță emergente din bloc vor fi îndreptate la suprafața apei de la nord la sud și componenta orizontală a câmpului H_x^a va reduce valoarea câmpului normal terestru, care este îndreptată de la sud spre nord. Acesta este cazul dorsalelor Galapagos, Carlsberg și din Golful Aden, unde blocurile magnetizate în câmp normal apar cu intensitate totală drept anomalii magnetice. La latitudini înalte însă, unde liniile de forță ale unui bloc magnetizat normal sînt îndreptate în jos, conform cu H_z^a care este dominant, anomalia va fi pozitivă căci ele vin să întărească câmpul indus terestru. Se constată astfel că în emisfera nordică o anomalie axială (deci de câmp normal) se va schimba din anomalie negativă în anomalie pozitivă cînd termenul $H_z^a \sin I$ va depăși termenul $H_z^a \cos I \cdot \cos (C - D)$.

Din descrierea de mai sus se constată că informația conținută în forma anomaliilor magnetice este dependentă de termenul ce cuprinde pe H_x^a . Astfel, dacă $\cos (C - D) = 0$, adică riftul este paralel cu direcția nord-sud, anomalia va fi simetrică și ea nu oferă nici o indicație asupra orientării vectorului de magnetizare. Dacă însă D diferă de direcția nord-sud, vor interveni asimetrii specifice locului în care au luat naștere. Acest fapt este exemplificat de fig. 3.45, luată din Le Pichon et al. (1973), din care am extras de altfel întreaga informație privind această metodă.

În (a) este prezentată o anomalie simulată pentru un rift orientat nord-sud situat la 80°N (curba 1), la 40°N (curba 2) și la 20°N (curba 3), anomalie dusă la 50°N , 30°V , amplasament pentru care a fost extras câmpul indus după harta IGRF. Blocurile au fost calculate la un nivel de 3—5 km sub suprafața oceanului, pentru o susceptibilitate magnetică de 0,009 și o semirată de expansiune de 5 cm/an. Se constată o perfectă concordanță a formei curbelor, dar cu amplitudini din ce în ce mai mici spre ecuator din cauza scăderii intensității componente verticale.

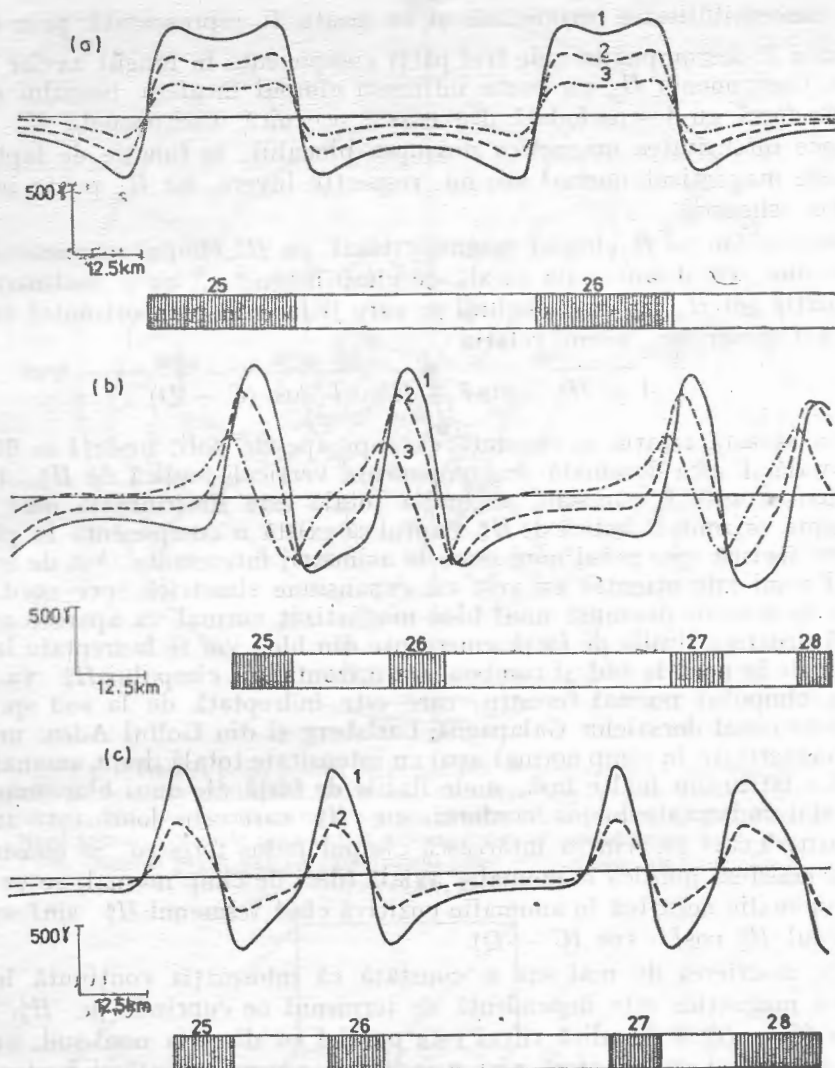


Fig. 3.45 — Profile magnetice simulate pentru diferite poziții de rifturi situate la latitudini diferite și observate la 50°N , 30°V . Blocurile magnetizate sînt considerate a se găsi la 3–5 km sub planul de observație și a avea o susceptibilitate magnetică 0,009. (a) Rift orientat NS cu magnetizare la diferite latitudini: curba 1 la 80°N ; curba 2 la 40°N ; curba 3 la 20°N , (b) Rift orientat EV magnetizat la diferite latitudini: curba 1 la 80°N ; curba 2 la 40°N ; curba 3 la ecuator; (c) Rift orientat EV magnetizat la 45°N , curba 1; rift orientat $21,4^{\circ}\text{E}$ magnetizat la 20°N , curba 2 (După Le Pichon et al., 1973).

În (b), pentru aceleași parametrii de adîncime și susceptibilitate și o semi-rată de 2 cm/an, este simulată anomalia pentru un rift orientat est-vest, magnetizat la 80°N (curba 1), la 40°N (curba 2) și la ecuator (curba 3) și deplasat ulterior la 50°V unde i s-a scăzut cîmpul indus pentru această latitudine. Se

Observă că anomaliile diferă atât în formă cât și în amplitudine, aceasta din cauză că raportul H^e/H_g^e nu este constant.

Al treilea exemplu (c) este mai curios deoarece el prezintă două situații foarte diferite. Aici este simulată o observație, făcută la 50°N, de anomalii orientate acum est-vest, dar care au luat naștere în condiții diferite: curba 1 pentru un rift orientat est-vest la 45°N, iar curba 2 pentru un rift orientat 21,4° este și situat la 20°N. Forma celor două curbe este similară, dar diferă amplitudinea.

Exemplele de mai sus arată cât de variabil este aspectul curbei ce indică anomalia, el fiind totuși caracteristic pentru un anumit loc în care a luat naștere și pentru locul în care a fost făcută măsurătoarea. Faptul face posibilă utilizarea anomaliilor magnetice pentru stabilirea locului în care au luat naștere și deci, implicit, determinarea mișcării plăcii care le poartă. Metoda este necesară căci cere modelarea pe calculator a numeroase variante, pînă este găsită cea care oferă cea mai mare asemănare cu curba determinată direct. Dar, după cum se poate deduce din exemplele de mai sus, nici găsirea unei similitudini perfecte nu exclude o ambiguitate, soluția definitivă trebuind să fie luată în funcție de alți factori.

IV. SISTEMUL ACTUAL DE PLĂCI ȘI CINEMATICA LUI

Faptul că în momentul de față globul este acoperit de un mozaic de plăci în mișcare a reprezentat o descoperire revoluționară căci a fost pentru prima dată cînd se putea concepe o schemă cinematică pentru întreaga suprafață a Pămîntului. Pentru testarea veridicității unei atari ipoteze era însă nevoie de a se verifica dacă într-adevăr plăcile sînt sloiuri litosferice nedeformabile și dacă deplasările deduse din parametrii de mișcare a unei perechi de plăci învecinate sînt compatibile cu cele deduse pentru toate perechile celelalte. Cu alte cuvinte trebuie construit un model geometric global.

În principiu, dacă globul nu își modifică volumul și dacă plăcile ar rămîne și ele constante ca volum și ca suprafață, mișcarea unei plăci ar trebui să antreneze deplasarea tuturor celorlalte, în aceeași măsură și în raport cu un singur centru de mișcare. În realitate lucrurile nu se întîmplă astfel deoarece plăcile pe de-o parte se măresc prin procesul de acrețiune în dorsale, iar pe de altă parte sînt distruse prin procesul de subducție în fose. Ca atare sistemul general de mișcare nu este perfect închis, plăcile avînd o oarecare libertate de mișcare. Ele nu sînt dirijate dintr-un singur punct ci se pot mișca diferențiat, dirijate de mai mulți poli de rotație, dar cu condiția ca ceea ce ia naștere în rifturi să fie absorbit în fose. Un model global trebuie de aceea să reflecte o geometrie în mișcare, să fie cinematic.

După ce Morgan (1968) a preconizat existența plăcilor litosferice (denumite de el blocuri crustale formate din tectosferă), și a dovedit posibilitatea de urmărire a mișcării lor, Le Pichon (1968) a fost primul care a încercat o construcție globală plecînd de la principalele zone de expansiune (Pacificul de Nord, Pacificul de Sud, Oceanul Indian, Oceanul Atlantic și Oceanul Arctic) pentru care a stabilit, prin metoda liniatiilor magnetice și a faliilor transformante, polii de rotație. Polii astfel stabiliți sînt precizați în tabelul XIV.

Polii de rotație determinați cu ajutorul aproximărilor prin cele mai mici pătrate

		Latitudinea	Longitudinea	Deviația standard 10^{-7}	Viteza angulară %/an
Pacificul de Sud	ZF	70 S	118 E	4,5	10,8
	LM	68 S	123 E	0,058	10,8
Atlantic	ZF	58 N	37 V	2,9	3,7
	LM	69 N	32 V	0,065	3,7
Pacificul de Nord	ZF	53,N	47 V	5,7	6,0
Oceanul Indian ZF	26 N	26 N	31 E	0,6	4,0
Oceanul Arctic	ZF	78 N	102 E	9,1	2,8

ZF — calculat după zone de fractură; LM—calculat după liniile magnetice. Deviația standard pentru zonele de fractură în grade după azimutul calculat. Deviația standard pentru liniile magnetice în viteză de expansiune (viteza reală împărțită la viteza maximă de expansiune) (După Le Puchon, 1968).

Se constată în general o bună suprapunere a celor două criterii de determinare a polilor de rotație iar amplasarea lor pe o hartă a furnizat un prim element de verificare a ipotezei unei mișcări globale a plăcilor. Astfel, pentru a testa acuratețea determinărilor polilor de expansiune și a rigidității plăcilor, Le Pichon a redesenat mapamondul în proiecție Mercator centrînd succesiv (cu ajutorul unui calculator digital cu plotter) polul de proiecție cu fiecare pol de rotație în parte. În fig. 3.46 este prezentată harta cu polul de proiecție centrat pe polul de rotație al Pacificului de Sud. Deoarece axa de expansiune trebuie să se găsească pe un cerc mare al rețelei euleriene, liniile magnetice trebuie să fie meridiane (pentru o expansiune perpendiculară), iar faliile transformante să descrie cercuri mici (de latitudine). În cazul unei determinări corecte și a rigidității plăcilor, aceste elemente trebuie să apară în noua proiecție ca un sistem rectangular și paralel cu rețeaua de proiecție a hărții. Faptul este confirmat după cum se vede pentru cele două plăci interesate în rotirea din jurul polului determinat pentru Pacificul de Sud.

Odată verificată proiecția pentru toți polii de rotație, Le Pichon a trecut la stabilirea unei imagini globale, determinînd parametrii de mișcare ai tuturor plăcilor. Rezultatul a fost dat în tabele și într-o hartă în care au fost scriși vectorii pentru aceste plăci. Într-o primă variantă Le Pichon a luat în considerare șase plăci principale, separate de zonele de expansiune din tabelul XIV (Africa, America, Pacific, India, Antărctica și Eurasia). Ulterior Morgan (1971, citat de Le Pichon et al., 1973) a propus un model cu 15 plăci, din care Le Pichon a eliminat 3, insuficient determinate (China, Iran și Juan de Fuca), păstrînd doar 5: Nazca, Somalia, Filipine, Arabia, Caraibilor și Cocos. Aceste 12 plăci sînt notate în fig. 3.47 cu majuscule, cele ale lui Morgan fiind hașurate. Pentru cele 12 au fost calculați vectorii mișcărilor instantanee de rotație pentru două plăci alăturate (a se vedea Le Pichon et al., 1973) precum și mișcările diferențiale în lungul plăcilor unde are loc un proces de subducție. Menționăm că în figura 3.47 nu este epuizată întreaga listă a plăcilor actuale, înm ai multe locuri existînd plăci de mici dimensiuni, separate de plăcile mari prin zone de acrețiune, fose sau falii transformante, ale căror mișcări nu sînt încă elucidate. În acest sens cităm plăcile Noua Guinee (ea însăși constituită probabil din trei plăci secundare), Rivera, Noua Scoție, mai multe plăci mici în zona Caraibilor,

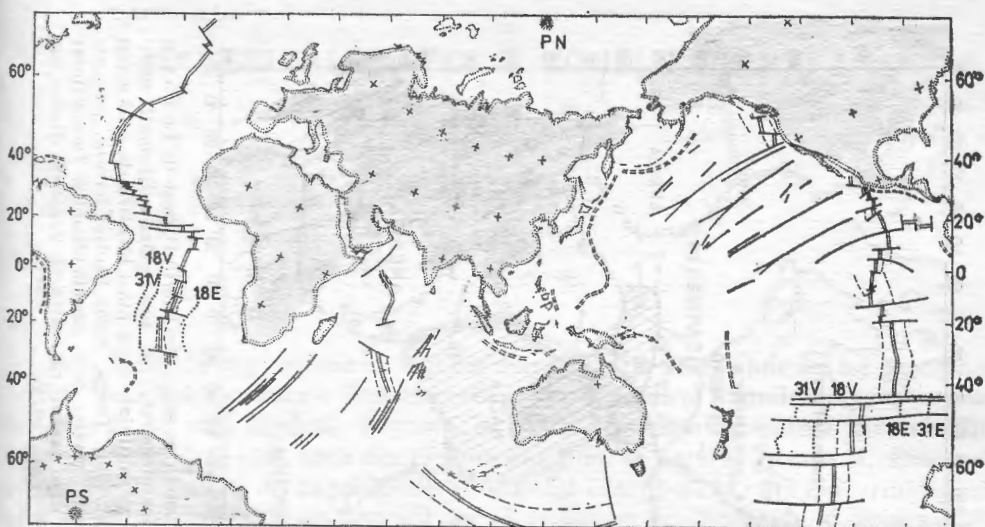


Fig. 3.46—Dorsale, rifturi și falii transformante prezentate într-o proiecție Mercator cu polul de proiecție centrat pe polul de rotație al Plăcii pacifice (69°N, 57°V). Poli geografici actuali notați cu x, iar intersecția dintre longitudinile și latitudinile actuale (din 20° în 20°) notate cu cruciule. Pentru Pacificul de Sud în această proiecție zonele de expansiune sînt situate pe meridianele, faliile transformante pe paralele, iar distanța la anomaliile de vîrstă nu variază cu distanța față de pol (După Le Pichon, 1968).

Microplăcile din zona Mării Roșii unde între Somalia și Arabia se interpun cel puțin încă patru plăci (Nubia, Danakil, Somalia și Sinai) și mai ales situația din lungul marginii sudice a Plăcii eurasiatice, unde există numeroase microplăci: Adriatică, Egeană, Turcă, Persană și poate una Euxinică.

De subliniat că vectorii din fig. 3.47 reprezintă mișcarea relativă existentă între două plăci, indicînd direcția și viteza de mișcare. De pildă vectorii din partea de vest a Pacificului (1, 2, 3, 8, 9) nu trebuie interpretați ca reprezentînd subducții sub Placa pacifică, ci doar faptul că ei au fost calculați într-un sistem de referință atașat Plăcii eurasiatice (Eu/Pa). Calculați invers (Pa/Eu) vectorii ar fi fost îndreptați în sens opus.

Pentru o imagine cinematică globală pot fi utilizați și vectorii de mișcare deduși din soluțiile în focar ale seismelor. O astfel de reprezentare a fost elaborată de Isacks et al., 1968, mai ales pe baza seismelor din zonele de arcuri insulare și de pe dorsale. Din păcate nu au fost utilizate și faliile transformante continentale (sudul Plăcii eurasiatice și vestul Americii de Nord). Dar și așa imaginea (fig. 3.47) este extrem de sugestivă căci reproduce aproape cu fidelitate vectorii determinați prin calcul cinematic. Suprapunerea rezultatelor derivate din criterii cu totul diferite arată că limitele atribuite plăcilor actuale sînt bine fixate și că mișcarea lor este conform cu o schemă de mișcare globală.

Prin metodele prezentate în acest capitol, de acordare a problemei mișcării corpurilor rigide pe o sferă, prin aplicarea lor la globul terestru și prin rezultatele convergente obținute, tectonica plăcilor a ieșit din rîndul ipotezelor devenind o paradigmă, adică un mînunchi de propoziții prin care geologii consideră că se descrie cel mai adecvat realitatea.

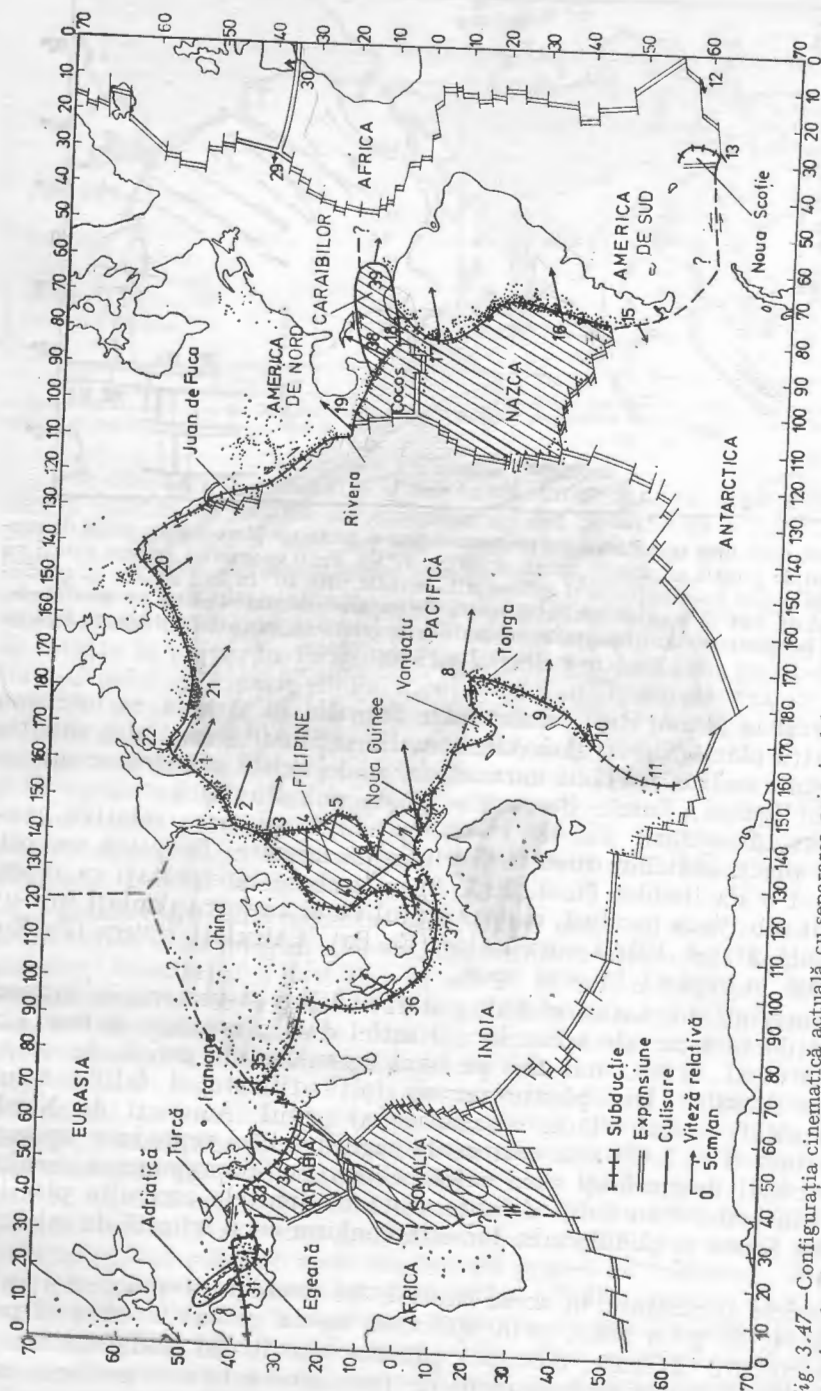


Fig. 3.47 — Configurația cinematică actuală cu separarea principalelor plăci. Cu litere mari cele șase plăci mari utilizate de Le Pichon în primul calcul cinematic: Eurasia, China, Africa, India, Antarctica, Pacifică, America; hașurat, cele șase plăci adiționale utilizate de Morgan: Arabia, Somalia, Filipine, Nazca, Cocos, Caraibilor; cu litere mici și subliniat, nouă plăci identificate până acum de Fuca. Săgețile reprezintă vectorii de mișcare relativă proporționali cu viteza de mișcare (Noile Hebride), Tonga, Noua Scoție, Rivera, Juan de Fuca. Săgețorul 2, de pildă, nu arată că Placa eurasiană se subduce sub cea Pacifică ci doar faptul că mișcarea *relativă* dintre ele se face cu viteza indicată de vector (După Le Pichon et al., 1973).

PROCESELE LEGATE DE ZONELE DE EXPANSIUNE

Prin zone de expansiune se înțeleg marginile de plăci unde au loc procese de acrețiune, adică de formare a litosferei oceanice, de unde și numele de *zone de acrețiune* care li se mai conferă. Aceasta ia naștere prin solodificarea materialului topit din astenosferă care urcă din profunzime până la nivelul litosferei. Procesele care au loc în zonele de expansiune sînt astfel complexe și cuprind următoarele etape: (1) spargerea într-un anumit loc a litosferei continentale și crearea aici a unui gol; (2) ridicarea din astenosferă a materialului de manta și pătrunderea lui în golul creat; (3) consolidarea materialului de manta și transformarea lui metamorfică; (4) alunecarea laterală a celor două plăci litosferice ce delimitează o zonă de expansiune pentru ca golul dintre ele să permită continuu ridicarea materialului astenosferic (fenomenul de expansiune).

În esență formarea și evoluția unei zone de expansiune este de natură termică căci existența însăși a litosferei este condiționată de bilanțul ei termic. Căldura degajată din astenosferă și preluată de litosferă este difuzată prin conducție și depinde de grosimea ei ca transmisia să fie eficientă sau nu. Dacă balanța termică este pozitivă și cantitatea de căldură primită este mai mare decît cea transmisă, va avea loc o subțiere a litosferei pînă la dispariția ei, fapt ce are loc în zonele de expansiune. Dacă dimpotrivă, balanța este negativă și puterea conductivă este mai mare decît cantitatea de căldură primită, are loc o îngroșare a litosferei. O placă litosferică este astfel distrusă prin aport de căldură de jos și este creată prin pierdere de căldură la suprafață.

Procesele termice joacă un rol hotărîtor în zona de acrețiune căci ele condiționează evenimentele petrogenice și metamorfice, deci natura (mineralogică, petrografică, chimică) a plăcii. Dar ele regizează și mai departe viața plăcii în drumul ei distal față de axa în care a luat naștere. Astfel, căldura dobîndită la formare se pierde treptat prin conducție laterală și verticală ceea ce duce la contracții, care implică o subsidență progresivă pentru conservarea izostăzicii, modificări ale topografiei suprafeței, modificări ale cîmpului gravitațional și ale regimului de propagare a undelor elastice.

Din această simplă enumerare se constată că procesele care au loc în zonele de acrețiune și pe care le induce mecanismul de expansiune trebuie abordate cu mijloace multiple de cunoaștere: geofizice, geologice și fizice (termodinamice, mecanice etc.). Ele trebuie pînă la urmă să răspundă la întrebarea foarte importantă: cum ia naștere o nouă crustă?

1. Geografia dorsalelor oceanice.

Dintre toate elementele topografice ale fundurilor oceanice dorsalele s-au dovedit a fi cele mai importante, atât ca volum pe care îl ocupă, cât și ca elemente dinamice ale întregii suprafețe a globului. Ele formează un sistem complex ce încinge întregul glob pe o lungime de peste 60 000 km.

Dorsalele sînt ridicări ample, de 1—4 km înălțime față de cîmpiile abisale înconjurătoare, avînd o lărgime de 1 500—4 000 km. Există două tipuri de dorsale: cele de tip atlantic și cele de tip pacific. *Dorsalele de tip atlantic* au o înălțime de 1—3 km, o lărgime de 1 500 km și prezintă un relief accentuat putîndu-se distinge următoarele elemente: o vale axială, denumită *rift* (*rift valley*) care este plasată chiar pe axa de simetrie a dorsalei, mărginită de o parte și alta de *provinciile somitale* (*crest provinces*) urmate lateral de *provinciile de flanc* (*flank provinces*). Valea de rift are o adîncime de 2 km față de marginile dorsalei care o limitează și o lărgime de 10—20 km. Cele două provincii somitale, situate simetric de o parte și de cealaltă a riftului, se prezintă ca platouri relativ orizontale dar cu un relief foarte accidentat. Ele sînt înălțate cu circa 0,5—1 km față de flancurile ce le urmează lateral. Cele din urmă prezintă o pantă generală descendentă lină dar care, în zona din apropierea crestei, este de fapt rezultatul unei căderi în trepte. Heezen și colaboratorii săi (1959) au fost primii care au identificat platouri de cîteva sute de km lărgime, denumite „trepte”, separate prin depresiuni de diferite mărimi, putînd ajunge la dimensiunea unor adevărate bazine intramontane, tot mai adînci dinspre creastă spre marginile dorsalei. Remarcabilă este simetria generală a celor două flancuri ale unei dorsale de acest tip în ce privește panta generală și neregularitățile reliefului, și chiar dacă elementele de relief nu ating aceleași valori de o parte și de alta, se pot recunoaște zonele, egal depărtate de rift, în care apar proeminențe sau depresiuni.

Dorsalele de tip pacific se deosebesc de primele prin dimensiunile și relieful de detaliu. Lărgimea poate atinge 4 000 km iar înălțimea este de 2—3 km. Deși dimensiunile sînt mai mari, relieful este mai lin, mai puțin accidentat. Astfel, lipsește valea mediană, riftul, fapt relevat încă din 1960 de Menard, iar flancurile nu prezintă decît denivelări de scară redusă. Dorsalele de acest tip se prezintă astfel ca o mare bombare, de mare rază de curbură, lipsite de un relief montan, ca în cazul dorsalelor de tip atlantic.

Un element important al reliefului suboceanic legat de dorsale îl constituie *zonele de fractură*. Ele au fost puse în evidență în 1952 cînd Menard și Dietz au descris fractura Mendocino din Pacific, pentru ca apoi ele să fie identificate în toate oceanele. Zonele de fractură sînt accidente topografice care taie transversal dorsalele și se prelungesc și dincolo de ele pe fundurile abisale. Ele sînt elemente liniare de lungimi variabile, de la cîteva zeci de km pînă la peste 5 000 km.

Unele zone de fractură se prezintă ca o creastă asimetrică cu un șanț adînc la piciorul escarpamentului abrupt, diferența de nivel între creastă și fundul șanțului putînd atinge 1 km. De acest tip este de pildă fractura Mendocino din Pacific. Alte zone de fractură prezintă două creste paralele, separate de un șanț cu o topografie neregulată. La aceste fracturi creasta poate proemina cu 2 km față de fundurile abisale înconjurătoare iar adîncimea șanțului poate fi foarte mare. Un caz extrem îl prezintă fractura Romanche din Atlanticul de Nord unde diferența de nivel între fundul șanțului și vîrfului crestelor adiacente este de 7 500 m. În general însă fracturile din Atlantic și Oceanul Indian și unele

din Pacific care aparțin acestui tip (fractura Murray) au în medie diferența de nivel între șanț și creastă de 3 000 m.

În ciuda faptului că fracturile prezintă un relief accentuat, ele nu sînt rezultatul unor mișcări verticale ci sînt generate de mișcări pe orizontală. Faptul este evident în Atlantic unde fracturile deplasează riftul dorsalilor, fie într-o direcție, fie în cealaltă, fără să existe un sistem de deplasare succesivă în culise, cum ar fi cazul pentru niște simple decroșări. În Pacific, unde marile fracturi nu intersectează dorsala, alunecarea celor două flancuri este evidențiată de deplasarea benzilor de anomalii magnetice. Mișcarea relativă laterală a flancurilor fracturilor este de ordinul zecilor, mai adesea a sutelor de km, dar poate atinge și 1 170 km, ca în cazul fracturii Mendocino. Fracturile de pe fundul oceanelor sînt expresia topografică a faliilor transformante, ele fiind elemente de extremă importanță pentru dinamica fundurilor oceanice care permit reconstituirea în detaliu a mișcării de expansiune.

Dorsalele oceanice formează un sistem continuu de munți care străbat toate oceanele lumii și care se termină aparent doar în dreptul continentelor. Să urmărim acest sistem pentru a ne familiariza cu toponomia lui și cu principalele sale caracteristici morfologice (fig. 1.12).

Să începem în Oceanul Atlantic în zona ecuatorului, la sud de o mare falie transformantă, fractura Romanche, în lungul căreia riftul este deplasat cu 3 700 km. Segmentul sudic situîndu-se la est de cel nordic. În Atlanticul sudic riftul are un parcurs relativ liniar, fără decroșări de mare anvergură. În imediata lui apropiere se găsește Insula Ascension, celelalte insule fiind plasate mai departe, la E sau V de rift. La latitudinea de 35°S, din dorsală se desface o ramură ce se îndreaptă spre NV și care poartă numele de Dorsala Rio Grande. Ea este constituită din ridicări submarine ce nu ating suprafața. Puțin mai la sud, spre 40°S, se desface o dorsală similară ce se îndreaptă spre NE, Dorsala Walvis și care atinge coasta Africii. Între aceasta și dorsală principală se află o dorsală secundară, orientată NS și care atinge coasta Africii la gura Nigerului. Este Dorsala Guineei care, ca și dorsalele Walvis și Rio Grande, nu este activă, pe ele neînregistrîndu-se cutremure.

La sud de Insula Tristan de Cunha, care rămîne la E de rift, dorsala începe să se curbeze spre E și după ce atinge Insula Bouvet, situată aproape pe creastă, intră într-o zonă puternic fracturată. Dorsala este orientată E—V și situată la jumătate distanță între capătul sudic al Africii și Antarctica, apoi imediat după ce trece de Africa ia o direcție SV—NE, urcînd pînă în dreptul Insulei Madagascar. Pe această porțiune, cunoscută sub numele de Dorsala indiană de SV (SW Indian Ridge), ea este tăiată de o dublă fractură care deplasează riftul spre N. Este fractura Mozambic și la vest de ea fractura Prințul Eduard. După o a treia fractură, orientată de asemenea NNV, dorsala mai continuă spre NE pînă la paralela 20°S unde se găsește o importantă triplă joncțiune sub formă de Y întors. Ramura unică spre nord poartă numele de Dorsala central-indiană și ea este puternic fracturată. Prima fractură, singura de direcție E—V, se găsește imediat la N de tripla joncțiune. Ea poartă numele de fractura Rodriguez după insula cu acest nume, situată în apropierea ei. La nord de ea fracturile sînt orientate NE—SV, cea mai importantă din ele fiind fractura Vema, situată aproximativ în capătul nordic al Madagascarului. La nord de ea dorsala poartă numele de Carlsberg și începe să se recurbeze spre NV îndepărtîndu-se de India.

O nouă fractură, Owen, deplasează riftul spre N, apoi dorsala, mult subțiată, pătrunde în Golful Aden sub numele de Dorsala Sheba și prin Strimtoarea Bab-el-Mandeb, în Marea Roșie. Aici se găsește o nouă triplă joncțiune: riftul Sheba reprezintă o ramură, riftul Mării Roșii alta, iar o a treia este ramura continentală care pătrunde în Africa fiind jalonată de marile depresiuni ce adăpostesc lacurile Kiwu, Tanganyka și Nyasa. Ramura Mării Roșii se continuă prin Golful Akaba, apoi prin grabenul continental al văii Iordanului și al Mării Moarte, oprindu-se în fală care străbate Anatolia în lung.

Revenind la tripla joncțiune a Dorsalei indiene, să urmărim ramura care se desface la sud de fală Rodriguez și se îndreaptă spre SV. Sub numele de Dorsala australo-antarctică ea conturează pragul Kerguelen, promontoriu submarin desprins din Antarctica și, după ce riftul este deplasat spre S de fractura Amsterdam, dorsala ia o direcție E—V și se strecoară la jumătatea drumului între Australia și Antarctica. Înainte de a părăsi Oceanul Indian să mai amintim o importantă structură, o dorsală aseismică orientată perfect N—S ce coboară din Golful Bengal până în dreptul Australiei. Este Ninety east Ridge (Creasta 90°E) a cărui nume vine de la faptul că urmează aproape perfect meridianul 90°E. Are 4 500 km lungime (de la 31°S la 9°N) și separă Bazinul indian central (V) de bazinul Wharton (bazinul Cocos-Vest-australian) în E.

Revenind la Dorsala australo-antarctică, ea are o poziție mediană între continente (respectiv Australia și Antarctica) până în dreptul Insulei Maquarie, după care numele de Dorsală „medio-oceanică” nu mai poate fi aplicat căci, odată cu pătrunderea în Pacific, ea își pierde unul din „flancurile” continentale. Direcția E—V o mai păstrează până la circa 180° longitudine, după care începe să se îndrepte ușor spre NE. Dorsala, denumită acum a Pacificului de Sud, își schimbă și morfologia. Ea trece în tipul pacific, caracterizat printr-o lățime mult mai mare, un relief mai puțin accentuat și absența unui rift central. Acum încep să apară marile zone de fractură ale Pacificului. O primă fractură, Eltanin, determină o decroșare a axului dorsalei spre V. La N de ea dorsala își schimbă din nou numele în Dorsala Pacificului de Est, care este tăiată de fracturile Fernandez, Challenger și a Insulei Paștelui. În dreptul acestei insule se găsește o importantă triplă joncțiune căci din Dorsala Pacificului de Est se desfac spre SE, Dorsala chileană care atinge coastele Americii de Sud rezolvându-se în marea fosă Chile-Peru. Dorsala chileană este activă, cu numeroase centre seismice, spre deosebire de o altă ramură ce se desface din tulpina Dorsalei Pacificului de Est, cam tot în dreptul Insulei Paștelui, Creasta Sala-Y-Gomez, care se orientează spre NE dar care este inactivă, fiind doar o ridicare morfologică, marcată de o succesiune de vulcani submarini. În dreptul ecuatorului Dorsală Pacificului de Est este decroșată de fractura Galapagos, apoi cunoaște iar o bifurcare, lăsând la E o ramură ce atinge coastele Americii de Sud. Este Dorsala Carnegiei, foarte activă seismic. Ceva mai la N o nouă triplă joncțiune face ca spre E să se mai separe o scurtă dorsală, denumită Cocos și care delimitează, cu Dorsala Galapagos, Placa Cocos.

În dreptul Americii Centrale încă două mari fracturi taie Dorsala Pacificului de Est: Clipperton și Clarion, cele mai mari structuri lineare existente pe glob căci depășesc 6 000 km lungime. Imediat la N de fractura Clarion creasta dorsalei pătrunde în Golful Californiei unde se pierde în două sisteme continentale: la E, sistemul ce determină structura de bazine și catene din Arizona, Nevada și Utah și care se caracterizează prin structuri longitudinale de creste și grabene, ce ar

putea sugera raportul existent între platourile și lacurile din zona de rift african; la V, un sistem de falii transformante, dintre care cea mai cunoscută este falia San Andrea.

Impresia este aceea că America de Nord, în deriva ei spre vest, a încălecat zona axială a dorsalei, care se află acum, tot activă sub Placa nord-americană. Un indiciu în acest sens ar fi reapariția în Pacific a dorsalei și încă sub aspectul tipic de dorsală cu rift central, începînd de la nord de Capul Mendocino, punctul cel mai vestic al continentului nord-american. Dorsala care începe pe fractura Mendocino este tăiată de două falii transformante care o descompun în trei segmente, denumite de la sud spre nord Gorda, Juan de Fuca și Explorer, după care dispăre din nou sub continent. Practic aici se întrerupe sistemul de dorsale, activitatea seismică și tectonică fiind însă preluată de fosa Aleutinilor.

Pe porțiunea în care axa Dorsalei Pacificului de Est este dispărută, la vest de continentul american fundul Pacificului este brăzdat de cîteva zone de fractură foarte mari ce afectează un relief destul de agitat, acela al flancului vestic al Dorsalei Pacificului, adică atît cît a mai rămas neacoperit de Placa americană. Aceste fracturi sînt (de la sud spre nord): Molokai, Murray și Explorer. Decalajul flancurilor a putut fi pus în evidență prin deplasarea fișilor de anomalii magnetice care au putut fi corelate, de o parte și alta a fiecărei fracturi.

Pentru a încheia periplusul în lungul dorsalelor oceanice să examinăm pe scurt și ceea ce se află în Oceanul Atlantic la nord de fractura Romanche, cu care am început. Această fractură deplasează riftul spre V cu circa 3 700 km, ceea ce face ca el să rămînă pe linia mediană a oceanului și la nord de proeminența coastei braziliene care se învecină în Golful Guineei. De fapt aceasta se realizează prin două fracturi mari, fractura Chain și Romanche, urmate la N de o succesiune de fracturi mai mici care tot deplasează riftul spre V. În acest sector două mici proeminențe stîlcoase, insulele St. Paul și St. Peter Rocks sînt așezate chiar pe rift.

Începînd de la latitudinea de 15°N, deci din dreptul insulelor Antile, dorsală începe să se curbeze spre E pentru a rămîne pe linia de simetrie a oceanului și a contura proeminența Africii care se învecină în bazinul nord-american al oceanului. Aceasta este o porțiune în care relieful dorsalei este extrem de frămîntat, cu zona somitală puternic faliată și trepte numeroase ridicate și coborîte. Dorsala este tăiată de un mare număr de fracturi (poate și din cauză că aceasta este porțiunea de dorsală cea mai bine cunoscută și studiată din lume) care deplasează riftul cînd într-o parte, cînd în cealaltă. Dintre ele fractura Oceanografilor, situată cam la 30° latitudine N este mai mare și mai cunoscută. Pe porțiunea din dreptul Europei, aproape de axa dorsalei se află insulele Azore, o triplă joncțiune, unde se desface un prag morfologic, inactiv seismic, ce se îndreaptă spre Gibraltar (pragul Azore-Gibraltar). Cam la 50° latitudine N (în dreptul Irlandei) fractura Gibbs deplasează dorsală spre V, lăsînd la E marea platformă submersă a Telegrafului. La nord de această importantă fractură dorsală poartă numele de Reykjanes și ea suportă singura insulă într-adevăr plasată pe rift, Islanda. Această dorsală nu are o vale de rift dar expansiunea este activă chiar și în mediu continental și ea generează erupțiile vulcanice repetate ce animă insula și care au dus la edificarea în ultimele decenii a unor noi insule, cum ar fi Surtsey.

La N de Islanda dorsală, care continuă suboceanic, este tăiată de fractura Jean Mayen, care deplasează riftul spre E, de fractura Groenlanda, cu deplasare tot spre E și apoi marea fractură Nansen care face ca riftul să se deplaseze din dreptul insulelor Spitsbergen spre V pînă la N de Groenlanda. De aici dorsală

traversează Oceanul Arctic între Polul Nord și coasta siberiană terminându-se în platforma continentală a Mării Laptev, în dreptul gurii fluviului Lena. S-a discutat mult asupra continuării posibile a Dorsalei arctice în continentul asiatic și au fost exprimate diverse ipoteze: fie că se continuă în Munții Verhoiansk în care se cunosc centre seismice cu activitate redusă, fie în grabenul Baikal. Toate încercările de a uni capătul acesta al sistemului de rifturi cu cel dispărut în fosa Aleutinilor a rămas însă fără rezultat, chiar dacă se face apel la diverse fose și falii transformante. Aceasta poate datorită cunoașterii încă insuficiente a părții de NE a continentului asiatic.

Să mai amintim că în Oceanul Arctic mai există două creste importante inactive tectonic și seismic, Creasta Lomonosov ce trece chiar prin pol și, la vest de ea, Creasta Alfa (dorsala Mendeleev).

După cum reiese din descrierea de mai sus a dorsalelor, se constată că ele formează un sistem aproape continuu ce înconjoară globul, și care delimitează plăcile. Pe marginile plăcilor rifturile sînt înlocuite, fie de falii transformante, fie de fose, toate elemente active tectonic și seismic.

2. Morfologia rifturilor.

Dintre elementele componente ale dorsalelor, rifturile sînt cele mai importante căci aici are loc procesul de formare a noii cruste și de aici începe expansiunea. De la descoperirea lor în 1957 (Heezen et al., 1959), rifturile au format obiectul a numeroase cercetări constînd din ridicări topografice de mare detaliu și de analize geofizice variate, un loc important revenind înregistratoarelor tracționate foarte aproape de fundul bazinului (deep-tow fish) care au furnizat datele cele mai precise asupra reliefului. Între lucrările importante efectuate în ultimul deceniu sînt de amintit cele referitoare la Dorsala Gorda din Pacific (Atwater și Mudie, 1973), iar pentru Atlantic cele efectuate la latitudinea de 22° N (van Andel și Bowin, 1968), la latitudinea de 45° N (Loncarevic et al., 1966, Aumento et al., 1971), la latitudinea de 26° N (Mc Gregor și Rona, 1975).

Un aport considerabil la cunoașterea rifturilor l-a adus proiectul FAMOUS în cadrul căruia americanii și francezii au studiat în detaliu, și din numeroase puncte de vedere, fragmentul din Dorsala medio-atlantică cuprinsă între 35–37° latitudine N. După ce zona aleasă a fost studiată de la suprafață în cursul a 17 croaziere realizate de 11 nave științifice, în anii 1973 și 1974 au fost efectuate scufundări cu submersibile pentru examinarea directă a riftului (Heirtzler și van Andel, 1977). Rezultatele obținute au făcut obiectul a numeroase lucrări dintre care menționăm pe cele principale, care au fost utilizate pentru succinta expunere de mai jos. Prezentarea în ansamblu a morfologiei și structurii zonei se găsește la Needham și Francheteau (1974) și la Ramberg et al. (1977). Morfologia riftului principal studiat (VR 2) este dată de Macdonald și Luyendyk (1977), iar a văii centrale a riftului de Luyendyk și Macdonald (1977), pe baza cercetărilor de la suprafață. Rezultatele cercetării din submersibil a văii centrale din VR 2 sînt expuse în Bellaiche et al. (1974), Arcyana (1975), Ballard et al. (1975) și Ballard și van Andel (1977). A doua vale de rift (VR 3) este descrisă de Laughton și Rusby (1975) și de Ramberg și van Andel (1977), iar zonele de fractură alăturate au fost studiate de la suprafață (Detrick et al., 1973, Detrick, 1974) și din submersibil (Arcyana, 1975).

Avînd în vedere că proiectul FAMOUS a făcut posibilă cunoaşterea în foarte mare detaliu a unei porţiuni de rift, ne vom axa în cele ce urmează mai ales pe datele obţinute de aici, atît în ce priveşte morfologia, cît şi caracteristicile geofizice ale rifturilor. Menţionăm însă că cercetarea intensivă, inclusiv cu submersibilele, a dorsalelor a continuat şi după proiectul FAMOUS, în cadrul proiectului RITA (nume ce provine de la fracturile Rivera şi Tamayo ce dislocă Dorsala Pacificului de Est în faţa coastelor Mexicului). Prima fază s-a desfăşurat sub numele de *RIS* (Rivera submersible experiment) în vara anului 1978, avînd ca scop studiul direct al Dorsalei Pacificului, care, după cum se ştie, nu prezintă o vale de rift, iar a doua fază s-a desfăşurat în anul 1979 sub numele de *ROSE* (Rivera ocean seismic experiment), avînd ca scop mai ales investigaţii geofizice. Rezultatele acestor campanii sînt în curs de apariţie.

Zona cercetată în cadrul proiectului FAMOUS se află la SV de insulele Azore, fiind cuprinsă în linii mari între Fractura Oceanografilor (la S) şi fractura Azorelor (la N). Perimetrul cercetat a cuprins trei fragmente de dorsală botezate convenţional (de la N la S), riftul 1, 2, 3, separate de mici fracturi transversale, botezate (tot de la N la S), A, B, C (fig. 4.1). Atenţia a fost concentrată asupra riftului 2 şi a fracturii A unde au avut loc şi scufundările, riftul 2 fiind de altfel denumit de atunci Riftul Famous.

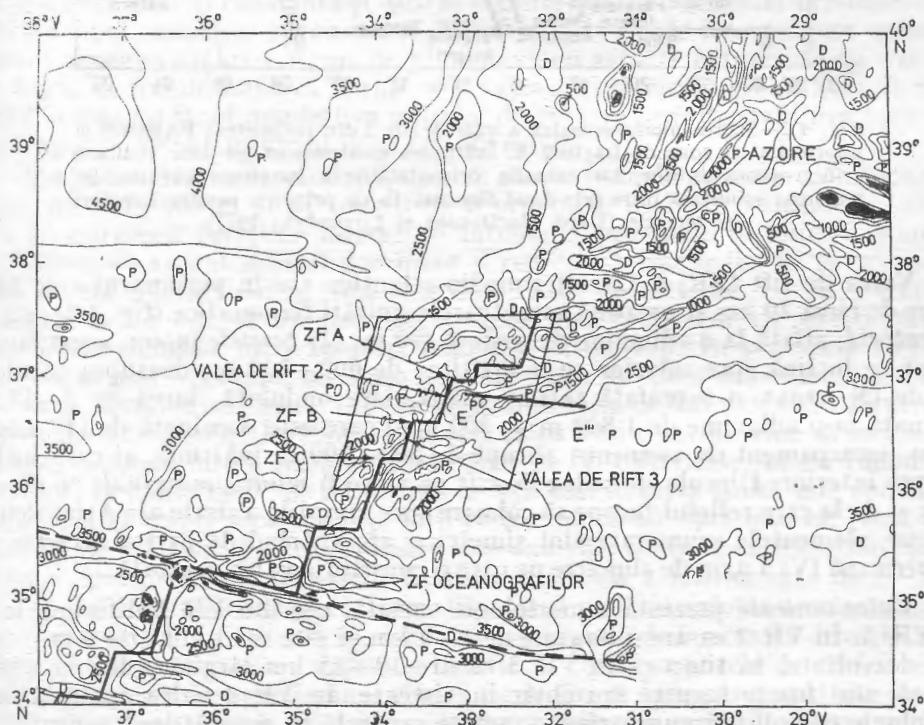


Fig. 4.1—Zona cercetată în cadrul proiectului FAMOUS cu principalele elemente structurale. Curbele de adîncime în metri; P, proeminenţe; D, depresiuni; ZF, zone de fractură (După MacDonald şi Luyendyk, 1977).

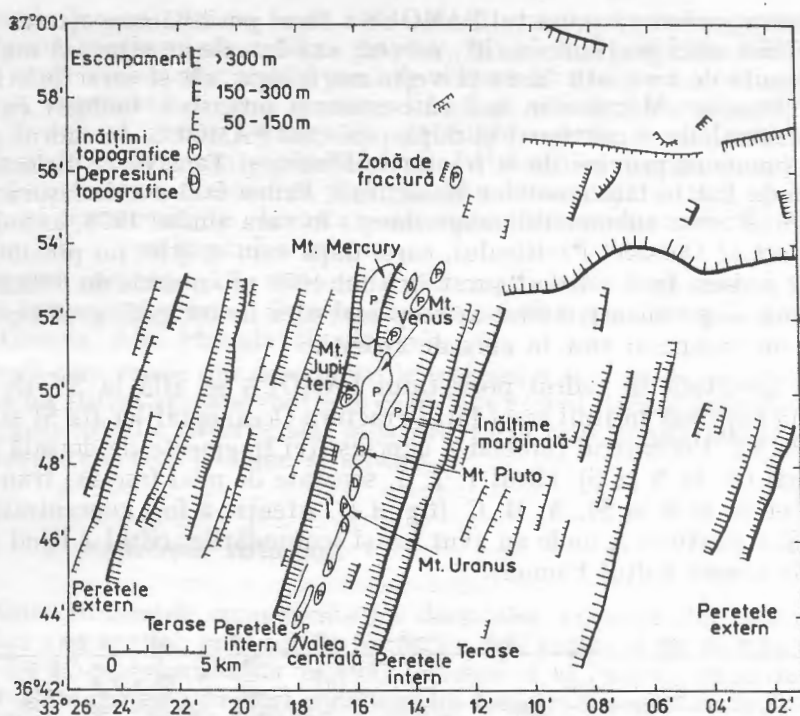


Fig. 4.2—Schița morfotectonică a văii de rift 2 din perimetrul FAMOUS la intersecția cu zona de fractură A. Înălțimea escarpamentelor este indicată prin grosimea liniilor, iar extensia orizontală prin lungimea hașurii. De remarcat asimetria între cele două flancuri în ce privește pereții interiori și terasele (După MacDonald și Luyendyk, 1977).

Valea de rift (VR) a Dorsalei medio-atlantice are în perimetrul cercetat o lățime de circa 20 km și prezintă următoarele unități fiziografice (fig. 4.2): (1) *valea centrală*, aflată la o adâncime de peste 2 400 m, (2) *peretele intern*, escarpament abrupt ce înclină spre interior cu o înălțime de 600—800 m, deasupra căruia se întinde (3) *terasa*, o suprafață relativ plană, larg undulată, largă de 5—15 km și situată la o adâncime de $1\,800\text{ m} \pm 300\text{ m}$ și care este dominată de (4) *peretele extern*, escarpament de asemenea abrupt de 500—700 m înălțime, și care înclină tot spre interior. Dincolo de valea de rift se află (5) *munții marginali* ce domină valea și de la care relieful începe să coboare spre cîmpiile abisale ale Atlanticului. Desigur, elementele enumerate sînt simetrice, ele apărînd de partea africană (E) și americană (V) a axei de simetrie pe care o constituie valea centrală.

Valea centrală prezintă o morfologie variată, cea din VR 2 diferind de cea din VR 3. În VR 2 ea are o lărgime de 1—4 km și este mărginită de terase largi bine dezvoltate, în timp ce în VR 3 ea are 10—15 km lărgime, dar în schimb terasele sînt foarte înguste sau chiar inexistente. În VR 2 valea centrală are o morfologie complicată cuprinzînd o creastă centrală ce separă două șanțuri laterale (fig. 4.3). Creasta centrală este constituită dintr-o succesiune de „munți”, între care se află înșeuări. Înălțimile au fost numite munții Venus, Pluto și Uranus cel mai important fiind primul. El are o lungime de 3,7 km, o lărgime de 1,1 km

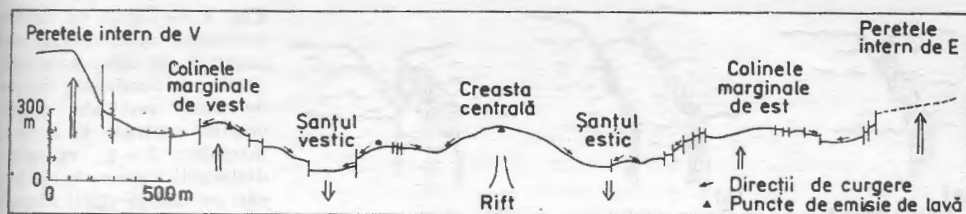


Fig. 4.3—Secțiune transversală schematică a văii centrale de rift cu elementele morfotectonice componente. Fără exagerare verticală (După Ballard și Van Andel, 1977).

și se ridică cu 250 m deasupra patului văii. Acești munți sînt construiți integral din lave bazaltice, acumularea de material eruptiv fiind creatoarea denivelării. Datările de vîrstă (C^{14} în corali fixați deasupra, precum și grosimea crustei de magan și de palagonit) indică doar cîteva sute de ani vechime, ceea ce arată că marginea activă a plăcilor trece prin, sau foarte aproape, de creasta centrală. Alimentarea cu lavă nu se face prin orificii, cratere sau caldere deschise, ci prin conuri sau înălțimi circulare de 3—10 m și 5—15 m diametru pe creasta sau flancurile „munților” și din care lava se scurge radiar formînd complicate suprafețe cu fronturi lobate de curgere. Interesant este faptul că toate cele 528 conuri observate din submersibil se ridică pînă la aceeași adîncime față de suprafața mării (—2 500 m) ceea ce arată că ele sînt alimentate de o vatră magmatică comună, la o presiune internă constantă și care se echilibrează la o anumită presiune hidrostatică a apei oceanice, aproximativ 250 atm. Lava care iese pe gura conurilor îmbracă aproape exclusiv forme de pillow-lava cu aspecte extrem de diverse. Ele sînt destul de fragile astfel că se rup, se detașează și formează grohotișuri de taluz. Modul în care s-a făcut despletirea pînzilor de curgere permite stabilirea punctului de urgență, situat în vîrfurile unui con de emisie.

Porțiunea din valea centrală unde se găsesc formele primare vulcanice are o lățime de 500—800 m și ea constituie o provincie exclusiv vulcanică. Lateral, pînă la marginea pereților interni se întinde o provincie tectonică, denumită astfel deoarece aici elementul dominant îl reprezintă fracturile. Și în prima provincie există fracturi dar acestea sînt doar fisuri de extensie, cu un ecartament al marginilor de ordinul decimetrilor, mergînd pînă la 2—3 m, cu pereții verticali și denivelări minime între flancuri (sub 1 m) (fig. 4.4). În provincia tectonică fisurile sînt mai frecvente, iar între flancuri încep să apară denivelări, la început de 1—3 m, apoi tot mai mari. Provincia tectonică din cadrul văii centrale prezintă o accentuată asimetrie. În timp ce în vest talpa văii centrale vine să se lovească direct de peretele intern fiind brăzdată doar de falii verticale, în est fundul văii urcă ușor, în pantă de 9° pe o distanță de 2,2 km. Această pantă este constituită de fapt din 13 trepte separate prin falii ce înclină cu 60° spre interior (vom folosi termenul de interior pentru înclinări spre axa văii centrale și „exterior” pentru înclinări spre marginile dorsale). Săritura verticală a faliilor este de 5—50 m.

Majoritatea fisurilor și a faliilor din cadrul văii centrale au o orientare paralelă cu axa văii de rift (N 17° E), iar cele care deviază de la această direcție rămîn în cadrul înfășurătorii care cuprinde fisurile de tensiune și cele de forfecare, de unde concluzia că ele aparțin unui cîmp unic de stress. Însurarea spațiilor deschise de către fisuri arată că în flancul vestic, între ridicarea centrală și baza peretelui intern extensiunea scoarței este de 5,7% în timp ce în flancul estic extensiunea este de 8%. Diferența este o consecință a vitezei diferite de expansiune care, după cum se va arăta mai departe, este de 0,7 cm/an în vest și de 1,3 cm/an în est.

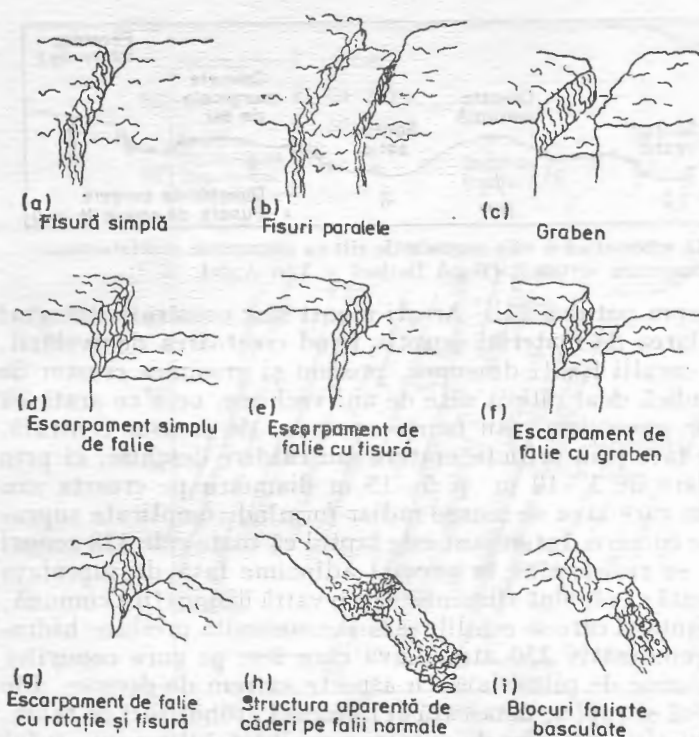


Fig. 4.4—Tipuri de dislocații tectonice observate în valea centrală de rift: a—c, dislocații pur tensionale cu plane de falie verticale, specifice crestei centrale și lanțurilor laterale; d—g, exemple de dislocații tensionale cu deplasări pe cădere (falii normale), specifice provinciilor tectonice marginale; h—i, exemple de escarpamente de falie observate în zonele pereților marginali. Planele de falie înclină cu 60° , iar suprafața superioară a blocurilor basculate înclină cu $5-7^\circ$. (După Ballard și Van Andel, 1977).

Munții centrali nu sînt singurele denivelări pozitive din cadrul văii centrale. Astfel, Muntele Venus este încadrat de Muntele Jupiter (în V) și un munte fără denumire, asemănător, (în E). Mai la N, în capătul văii de rift, la limită cu fractura A, se înalță pe marginea șanțului vestic Muntele Mercury. Aceste înălțimi sînt constituite din pături de lave cu lobi divergenți care arată că punctele de emisie se găsesc pe ele.

Pentru a se explica poziția lor excentrică față de axul văii, în care se găsesc înălțimile centrale, există două ipoteze: ori acești munți au luat naștere în locul în care se află, ceea ce ar însemna că zona de acrețiune este foarte largă, de ordinul a 3—4 km, în care caz se pune întrebarea unde se află marginea plăcilor, ori există doar o zonă centrală de acrețiune iar munții laterali au fost deplasați din poziția inițială centrală și împinși laterali prin fenomenul de expansiune. Gradul de alterare al lavelor pledează pentru a doua variantă, în favoarea căreia vin de altfel și alte argumente.

Pereții interni ce mărginesc valea centrală nu sînt simetrici. În E am văzut că trecerea de la talpa văii centrale se face printr-o succesiune de mici trepte, separate prin falii înclinate spre interior. Săritura lor verticală crește și ajunge în perete să fie de 150—300 m. Peretele propriu-zis este constituit din 3—6 mari blocuri separate prin astfel de falii ce determină o scară (fig. 4.5). Blocurile au o lărgime de 500—1500 m, iar partea lor superioară înclină spre exterior, ceea ce arată că ele au fost basculate. Termenul de „bloc” nu trebuie să inducă în eroare căci el nu este luat în sensul de element detașat de fundament ci de porțiune mare a fundamentului separată, prin falii, de alte porțiuni similare.

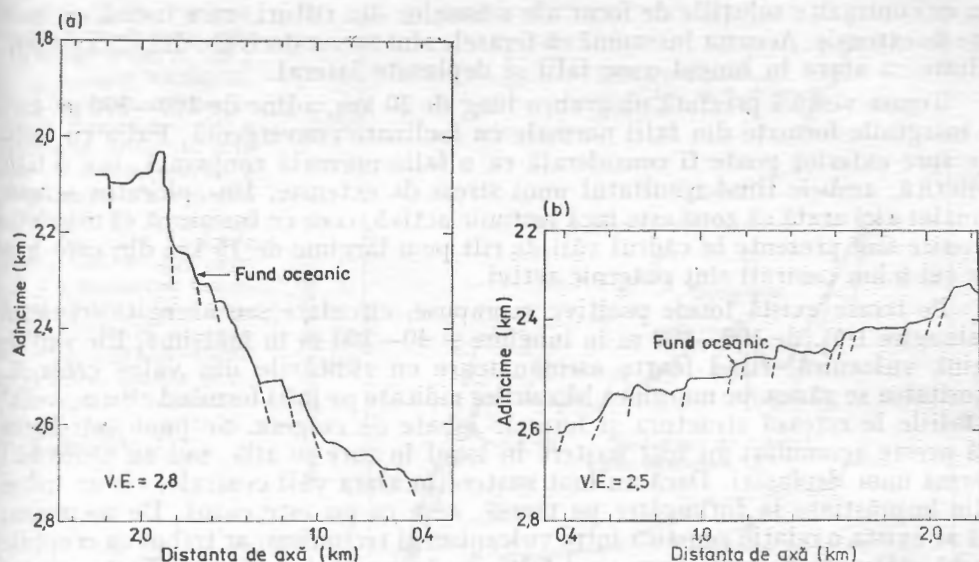


Fig. 4.5—Profile batimetrice detaliate: (a) În peretele vestic; (b) Între șanțul estic și colinele marginale. Linia de profil trasată după înregistrări de ecosondaje cu aparate tractate la adâncime și după sondare cu vedere laterală. De ambele părți se observă falii normale (După MacDonald și Luyendyk, 1977).

În partea de vest peretele intern începe brusc cu o mare săritură. Practic el este constituit dintr-un singur mare bloc de peste 600 m înălțime care prezintă prisme înguste cu înclinare spre exterior și care evidențiază și aici prezența faliilor (fig. 4.5).

Faliile din pereții laterali interni au înclinări de 50° în E și ceva mai mult în V. Ele pot să determine blocuri cu rotire (fig. 4.4. g), dar mai ales trepte cu înclinări spre exterior, acoperite sau nu de grohotișuri (fig. 4.4. h).

Caracteristic pentru blocurile din pereți este prezența unei buze proeminente pe marginea lor. Ea este o formațiune eruptivă și apare pe marginea blocurilor din peretele de E și doar în marginea blocului cel mai de sus în peretele de V.

Însumarea săriturii orizontale a faliilor indică în E o extensie de 870 m iar în V de 230 m, ceea ce reprezintă 18% și 11%. Diferența trebuie pusă pe seama densității mai mari a faliilor în E decât în V. Pe de altă parte, cum rata de expansiune este egală cu rata de acrețiune plus rata de extensie, expansiunea fiind dublă în E față de V, dar extensia numai de $1/3$, înseamnă că acrețiunea trebuie să fie de $2/3$ ori mai mare în E decât în V.

Terasele din cuprinsul văii de rift se caracterizează printr-o topografie cvasiorizontală și un relief puțin pregnant. Terasa din partea estică are o lărgime de 14 km iar cea din partea vestică de 8 km. Pe terasa estică relieful este dat de falii care înclină spre interior și au flancul intern căzut (falii normale) dar distanța dintre ele este mult mai mare decât în zona peretelui intern, mai precis de la 800 la 2 400 m. Această schimbare în densitatea faliilor sugerează fie că ele sînt mai rare datorită unui fenomen de coalescență, faliile normale fiind intersectate de falii inverse, fie că terasele nu sînt în continuă formare. Împotriva primei ipoteze pledează un fapt de natură mecanică: faliile inverse necesită un stress de compresie,

ceea ce contrazice soluțiile de focar ale seismelor din rifturi, care indică exclusiv forțe de extensie. Aceasta înseamnă că terasele sînt forme derivate din văi centrale, înălțate ca atare în lungul unor falii și deplasate lateral.

Terasa vestică prezintă un graben lung de 20 km, adînc de 200—300 m, care are marginile formate din falii normale cu înclinare convergentă. Falia cu înclinare spre exterior poate fi considerată ca o falie normală conjugată, sau o falie antitetică, ambele fiind rezultatul unui stress de extensie. Un epicentru seismic semnalat aici arată că zona este încă tectonic activă, ceea ce înseamnă că mișcările tectonice sînt prezente în cadrul văii de rift pe o lărgime de 16 km din care însă doar cei 6 km centrali sînt puternic activi.

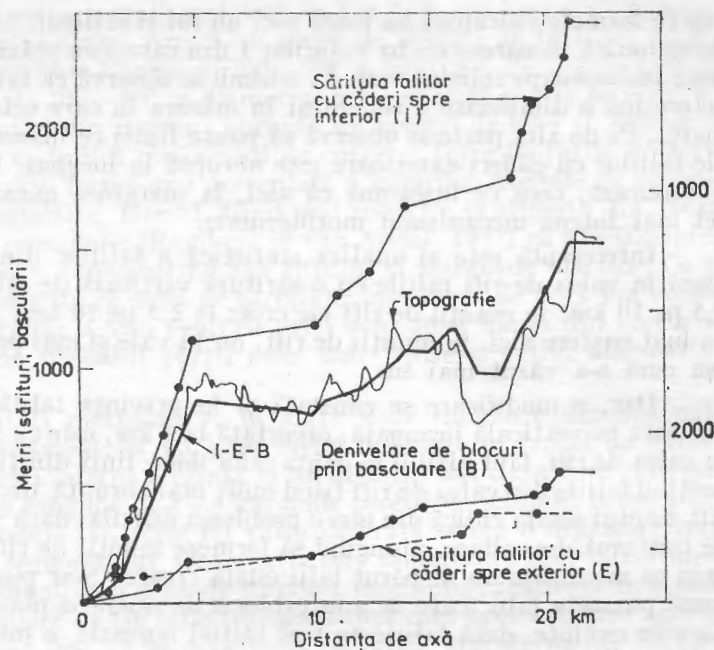
Pe terase există forme pozitive suprapuse, circulare sau alungite (raportul de alungire 1/6), de 100—800 m în lungime și 40—200 m în înălțime. Ele sînt de origine vulcanică, fiind foarte asemănătoare cu ridicările din valea centrală. Majoritatea se găsesc pe marginea blocurilor ridicate pe falii formînd cîte o „buză” iar faliile le retează structura și formele lobate de curgere. Se pune întrebarea dacă aceste acumulări au luat naștere în locul în care se află, sau au ajuns aici în urma unor deplasări. Dacă au luat naștere în afara văii centrale, ele ar trebui să fie împrăștiate la întîmplare pe terasă, ceea ce nu este cazul. De asemenea, dacă ar exista o relație genetică între vulcanism și tectonism, ar trebui ca erupțiile să aibă mai curînd loc la baza unei falii, nu în capătul ei de sus. Toate acestea arată din nou că formele vulcanice iau naștere în valea centrală, într-un spațiu foarte îngust, de unde ele sînt deplasate lateral.

Pereții externi se găsesc la distanțe inegale de axa văii: la 11 km în vest și la 20 km în est. Această asimetrie se datorește diferenței în viteza de expansiune căci datele magnetice indică pentru ambii o vîrstă egală: 1,5 milioane ani. Dealtfel și înălțimea lor este egală, de $1\,600 \pm 100$ m față de fundul mării (800 ± 100 m față de suprafața teraselor). Ei sînt constituiți din 2—3 blocuri mari separate prin falii cu săritura verticală de 100—500 m. Faliile înclină spre vale iar suprafața blocurilor înclină în afară cu 3—8°. Pereții exteriori au o remarcabilă continuitate, întinzîndu-se aproape fără întrerupere pe cei 30—40 km cît ține valea de rift 2 între zonele de fractură A și B.

Pentru a aprecia rolul ce revine structurii în blocuri în crearea reliefului văii de rift în ansamblu, Macdonald și Luyendyk (1977) au însumat pe o diagramă (fig. 4.6) săriturile verticale ale faliilor cu căderi spre interior (I), separat săriturile verticale ale faliilor cu căderi spre exterior (E), precum și valorile însumate ale denivelărilor create de bascularea blocurilor (înclinarea părții superioare a blocurilor) (B). Pe diagramă linia plină rezultă din scăderea din valoarea faliilor I a valorii faliilor E și a denivelărilor B. Dacă relieful s-ar datora formelor vulcanice ar trebui ca între linia reală a reliefului (trasată subțire) și cea a rezultantei faliilor să existe o diferență. Acoperirea lor dovedește că formele vulcanice nu joacă nici un rol, cel puțin pentru relieful major, adică cel cu lungimi de undă a denivelărilor de peste 2 km. În ce privește rolul jucat de diversele falii, faptul că linia de valori E și B rămîne mult sub relief, înseamnă că ele joacă un rol cu totul secundar în crearea reliefului, el datorîndu-se în proporție de peste 95% faliilor cu căderi interioare.

Munții de rift se întind dincolo de valea de rift. Ei au un relief destul de agitat, cu ondulații de lungime mare de undă (peste 6—12 km). Și aici topografia este generată de blocuri, separate prin falii. Acestea au lungimi mari (4—8 km)

Fig. 4.6—Curbe cumulate ale săriturii faliilor din zona de vest a văii de rift 2 în perimetrul FAMOUS. Însumarea denivelărilor de blocuri basculate indică diminuirea reliefului prin acest proces. Faptul că o curbă cumulată a săriturii faliilor cu căderi spre interior, din care se scade căderea faliilor spre exterior și a blocurilor basculate (I-E-B), se suprapune peste curba topografică reală, arată că relieful se datorește faliilor și nu denivelărilor vulcanice (După MacDonald și Luyendyk, 1977).



și sărituri verticale de peste 300 m. Există și falii mai scurte, sub 1 km lungime, cu sărituri doar de 50–100 m. Toate faliile au direcții paralele cu riftul, adică N 17°E.

Caracteristică pentru zona munților de dincolo de valea de rift este marea frecvență a faliilor cu căderi exterioare, adică în afară, care, conjugate cu falii cu căderi interioare, formează grabene și horsturi. Un studiu al contribuției fiecărui tip de falie la crearea reliefului, similar cu cel făcut pentru valea de rift, prezintă o imagine total schimbată (fig. 4.7). Cei 40 km, pe cât a fost făcută analiza, arată din

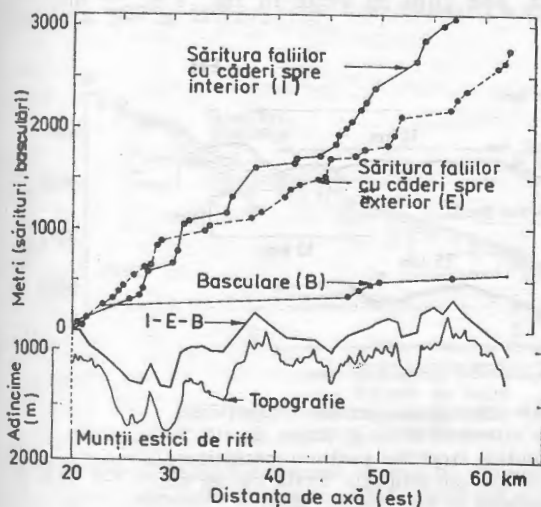


Fig. 4.7—Rezultatul operațiilor de însumare a săriturii faliilor ca în fig. 4.6 dar pentru munții de rift din est (dincolo de 20 km de la axă). Efectul basculărilor ca și cel al faliilor cu căderi spre interior este similar cu cel din primii 20 km. În schimb faliile cu căderi spre exterior au un efect puternic asupra denivelării generale a reliefului, care se aplatizează, rămânând în linii mari orizontali. Însumarea curbelor reflectă și aici relieful, ceea ce indică lipsa de participare a vulcanismului la crearea lui (După MacDonald și Luyendyk, 1977).

nou că formele vulcanice nu joacă nici un rol și relieful, în totalitate, este generat de tectonică, deoarece curba valorilor I din care s-au scăzut valorile R și B urmărește îndeaproape relieful real. În schimb se observă că faliile cu căderi exterioare determină o diminuare a reliefului în măsura în care cele cu căderi interioare îl înalță. Pe de altă parte se observă că panta liniei ce însumează săriturile verticale ale faliilor cu căderi exterioare este abruptă la început, între km 20—30 și apoi diminuează, ceea ce înseamnă că aici, la marginea munților de rift, acționează cel mai intens mecanismul morfogenetic.

Interesantă este și analiza statistică a faliilor din zona munților de rift. Dacă în valea de rift faliile cu o săritură verticală de minimum 75 m erau circa 0,5 pe 10 km, în munții de rift ele cresc la 2,5 pe 10 km. Aceasta înseamnă că ele au luat naștere aici, în munții de rift, nu în vale și mai precis, în prima porțiune, așa cum s-a văzut mai sus.

Dar, o modificare se constată și în privința faliilor cu căderi interioare. Săritura pe verticală însumată, raportată la 1 km, este cu 30—40% mai mică decât în valea de rift, fapt vizibil în panta celor două linii din fig. 4.6 și 4.7, cea reprezentând faliile din valea de rift fiind mult mai abruptă decât cea pentru munții de rift. Faptul acesta ridică din nou o problemă dificilă: dacă valea de rift este o formă de continuă dezvoltare, ajungând să formeze munții de rift prin transport lateral, prin ce mecanism au dispărut falii odată create? S-ar putea invoca o mișcare inversă pe unele falii, care ar aduce blocurile odată deplasate la locul de origină. Cu alte cuvinte, dacă faliile au fost inițial normale, o mișcare de falie inversă ar anihila diferența. Este însă puțin probabil ca o falie inversă să ia naștere exact pe planul unei falii normale, iar pe de altă parte în zona incipientă a munților de rift nu există un stress de compresiune care să justifice falii inverse. Nu este exclus ca situația pe care o găsim acum grefată pe o crustă formată acum 1,8—6 milioane ani să reflecte alte condiții tectonice, din trecut, să fie o formă relictă.

Valea de rift 3 a fost studiată în subsidiar în cadrul acțiunii FAMOUS pentru a oferi elemente comparative cu VR 2. Acest segment al Dorsalei medio-atlantice are o lungime de aproximativ 45 km și o lărgime de 25 km, prezentând aceleași elemente fiziografice. Diferențele între VR 2 și VR 3 sînt însă notabile în ce privește dezvoltarea diferitelor unități, așa cum se vede în fig. 4.8. Se observă

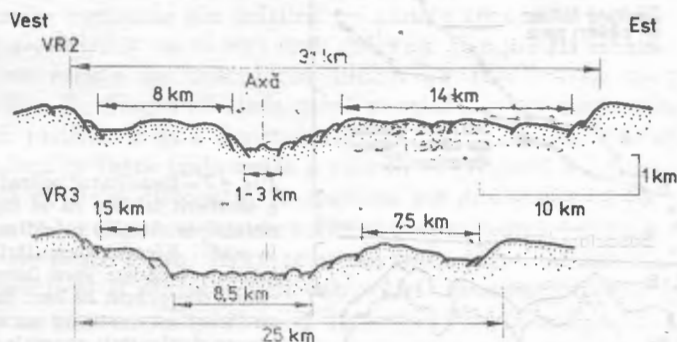


Fig. 4.8—Secțiuni transversale schematice pentru evidențierea diferențelor dintre Valea de rift 2 (VR 2) și Valea de rift 3 (VR 3). Săgețile orizontale indică lărgimea medie a unităților fiziografice. Scara înălțimilor este aproximativ egală cu cea a lungimilor (După Ramberg și Van Andel, 1977).

astfel că valea interioară este cu mult mai lată în VR 3 (8–10 km) și că în locul unei creste vulcanice centrale aici apar 5–6 astfel de lanțuri de înălțimi egale. Ele au 2–4 km lungime, 0,5 km lărgime și 200–300 m înălțime. Pe creasta acestor înălțimi se găsesc conuri de 200–400 m diametru, ce reprezintă centre de erupție, iar versanții sînt constituiți din fronturi abrupte de curgeri de lave și suprafețe regulate de pilow-lava ce indică clar sensul de curgere. Între lanțurile de înălțimi unul atrage atenția prin forma mai neregulată a loburilor frontale de curgere. Înălțimea mai mare, celelalte, lateral, fiind mai coborîte și aliniate din cauza surilor și a faliilor. Se presupune (Ramberg și van Andel, 1977) că aliniamentul mai înalt este cel mai tînăr, reprezentînd axa riftului și marginile plăcilor. Ca și în cazul lui VR 2 se dovedește că zona de acrețiune este largă de 1–2 km (acolo reprezentînd întreaga lărgime a văii centrale, aici doar zona unuia din lanțurile de înălțimi) corespunzînd probabil părții celei mai înalte a vetrei magmatice adiacente.

Între celelalte unități morfologice, în afara unor diferențe dimensionale (lărgime, înălțimea escarpamentelor etc.) nu există diferențe în raport cu VR 2. Se semnalat doar că pereții interni prezintă la un moment dat o cotitură spre est. Aceasta se realizează pe o lungime de 2–4 km unde pereții își schimbă orientarea, revenind apoi la cea normală. În acest fel valea centrală suferă o deplasare spre vest în partea nordică a segmentului. Observația este importantă căci inflexiunea a fost interpretată ca semnul unei zone de fractură incomplet, realizată în sensul că aici a avut loc o decuplare de tip falie transformantă care apoi a migrat spre N devenind ZFB. Aceasta ar lăsa să se presupună că faliile transformante nu sînt forme fixe, născute în momentul deplasării plăcilor, ci că ele pot lua naștere și pe parcursul procesului de expansiune.

Zonele de fractură din perimetrul FAMOUS au fost cercetate în detaliu de la profunzime (Detrick et al., 1973) și din submersibile (Arcyana, 1975) oferind date importante pentru înțelegerea mecanismelor dinamice din zonele de expansiune. Zona de fractură A (ZFA) are o lungime de 20 km între capetele văilor de rift contingente și o orientare generală E–V. Adîncimea medie este de 300 m, iar energia de relief de 600 m. Valea se prezintă ca un uluc larg, cu fund plat, de forma generală în U, de 4–10 km lărgime în care se adîncește un șanț de formă V de circa 500 m lățime (fig. 4.9). Pentru a distinge această porțiune îngustă activă

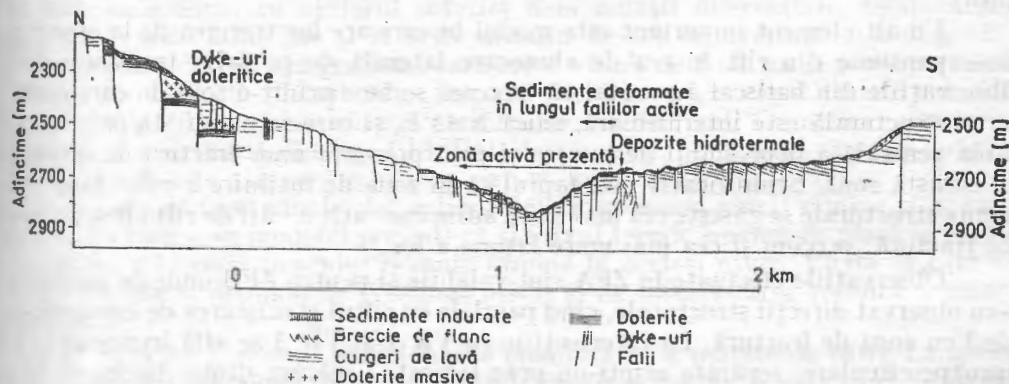


Fig. 4.9 — Profil transversal în zona de fractură A din perimetrul FAMOUS cu principalele elemente geologice. Fără exagerare a înălțimilor (După Arcyana, 1975).

de valea în sens larg, cercetătorii francezi, care au studiat în detaliu zona, vorbesc de „domeniul de transformare” în cadrul căruia disting „zona faliei de transformare”, în timp ce autorii americani vorbesc de „zonă de fractură” și în cadrul ei de „falia transformantă”.

Teoretic în valea de transformare trebuie să aibă loc mișcarea de semn contrar a celor două plăci contingente. În ce măsură acest fapt este vizibil în morfologia și structura de detaliu a unei astfel de unități structurale? Răspunsul necesită o examinare mai atentă a diferitelor elemente componente. Astfel întreaga zonă de fractură este fragmentată de trepte și escarpamente verticale ce se succed la distanțe variind de la câțiva metri la sute de metri și având înălțimi de la 50 cm la 200 m. Striațiuni vizibile pe aceste rupturi indică pentru valea faliei transformante o mișcare predominant pe orizontală iar pe marginile zonei de fractură, mai ales în versantul nordic, mișcări pe verticală. Unghiul dintre planele de falie și planele de clivaj prezente pe rocile din marginea nordică a domeniului indică deplasări de forfecare și o mișcare senestră. Unele din planele de falie din marginea nordică a domeniului au fost utilizate de magme care s-au consolidat sub formă de dyke-uri ce proeminează acum ca pereți verticali de 10 m lungime, 16 m înălțime și groase de 1—2 m. Rocile din dyke-uri prezintă o foliație paralelă cu direcția lor.

În afara acestor indicații structurale, mișcarea de transformare este evidențiată și prin vîrsta diferită a celor două plăci ce vin în contact în lungul zonei de fractură. La longitudinea 33°11'V (deci aproape de VR 2) cuvertura sedimentară atinge pe placa nordică 20—25 m grosime, în timp ce pe cea sudică sub 2 m.

Direcția E—V a elementelor structurale din zona de fractură nu este ortogonală față de direcția rifturilor adiacente, care este N 17—20°E. Există însă în cadrul zonelor de fractură și elemente morfologice și structurale cu altă direcție decît cea E—V. Astfel, în mijlocul lui ZFA există un prag morfologic orientat N—S și altul similar se găsește și mai la E, iar în cadrul șanțului faliei transformante se găsesc strițiuni orientate N17°E. După cum se va vedea mai departe, microseismele pun în evidență rupturi orientate N70°V. Toate aceste fapte arată că în zona FAMOUS apar elemente structurale de vîrste diferite, unele evidențiind sistemul actual de expansiune (rifturile, activitatea microseismică, faliile ce crează denivelări morfologice) și altele un sistem relict (orientarea zonelor de fractură).

Un alt element important este modul în care are loc trecerea de la mișcarea de expansiune din rift în cea de alunecare laterală de pe falia transformantă. Observațiile din batiscaf au arătat că trecerea se face printr-o zonă în care orientarea structurală este intermediară, adică N 45°E, și care se manifestă prin orientarea generală a depresiunii de trecere și prin prezența unor fracturi de extensie în această zonă. Semnificativ este faptul că în zona de întîlnire a celor două elemente structurale se găsește cea mai mare adîncime, atît a văii de rift cît și a zonei de fractură, precum și cea mai mare lățime a lor.

Observațiile efectuate în ZFA sînt valabile și pentru ZFB unde de asemenea s-au observat direcții structurale, cînd paralele cu riftul și mișcarea de expansiune, cînd cu zona de fractură. La intersecțiile cu VR 2 și VR 3 se află bazine adînci, aproape circulare, separate printr-un prag ridicat. Legătura dintre bazine se face printr-un șanț îngust care este și zona activă a faliei transformante, așa cum arată activitatea microseismică.

Atît la ZFA cît și la ZFB bazinele de la intersecția cu rifturile depășesc fractura astfel că valea de rift se prelungește puțin și pe placa opusă, ceea ce arată că decuplarea dintre plăci a fost perfectă în momentul în care a început activitatea de expansiune.

3. Regimul termic al zonelor de expansiune.

Principalul proces ce are loc în zonele de expansiune este formarea de litosferă nouă prin ridicarea materialului topit din astenosferă și consolidarea lui. Prin aceasta are loc acrețiunea celor două margini de plăci care își încep aici călătoria distală cu un bagaj considerabil de căldură. Pe parcurs această căldură se pierde prin difuzie, răcirea determinînd numeroase modificări în proprietățile fizice și chimice ale litosferei. Pierderea de căldură este astfel responsabilă de grosimea litosferei, forma ei topografică generală, zonarea ei chimică precum și de stabilirea unor parametri geofizici cum ar fi cîmpul termic (valoarea fluxului termic), cîmpul gravific și dispersia undelor seismice. Avînd în vedere acest larg spectru de consecințe, procesul de răcire al plăcilor a format obiectul unui mare număr de lucrări prin care s-a încercat descifrarea modificărilor aduse de el.

Modele termice. Pentru a se determina comportamentul termic al unei plăci care se îndepărtează de centrul de expansiune au fost imaginate mai multe modele teoretice care au fost apoi testate cu date concrete de măsurători. Există două tipuri fundamentale de astfel de modele: modelul care asimilează placa cu o lespede paralelipipedică de grosime finită (slab model) și cel care o reprezintă ca un semispațiu lateral (half-space model). Pentru fiecare au fost propuse diverse variante, cu modificări mai mult sau mai puțin importante.

Unul din primele modele propuse pentru a reprezenta răcirea mantalei oceanice în drumul ei distal față de centrul de expansiune a fost cel al lui McKenzie (1967). În axa de expansiune (fig. 4.10. *a*) ia naștere o placă de grosimea constantă h care are la partea superioară temperatura 0° (cea a fundului oceanic), iar la bază temperatura T , presupusă a fi constantă. Dacă se estimează temperatura în zona de acrețiune, densitatea materialului ce constituie placa, căldura specifică la presiune constantă, conductivitatea termică și viteza de deplasare a plăcii, se poate determina, cu ajutorul soluției unei ecuații diferențiale, temperatura în placă la orice adîncime și la orice distanță de axa de acrețiune. Așa de pildă, pentru o placă de 100 km grosime, care are o viteză de 5 cm/an și o temperatură inițială de 1325°C (densitatea inițială $3,33 \text{ g/cm}^3$, capacitatea calorică de $0,28 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}$ și conductivitatea termică de $7,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal/}^\circ\text{C/cm} \cdot \text{sec}$) izotermele în placă au distribuția din fig. 4.13 (linia întreruptă). Se observă că după o răcire relativ rapidă este atins un echilibru termic, apoi temperatura rămîne constantă la toate nivelele (geotermele sînt orizontale) iar grosimea plăcii rămîne și ea constantă. De asemenea modelul prevede că și fluxul termic emanat de placă se stabilizează iar înălțimea fundului oceanic rămîne la același nivel. Vîrsta la care se atinge echilibrul depinde de grosimea plăcii și de difuzivitatea termică a materialului.

O variantă a acestui model fusese enunțată încă înainte de către Langseth și colaboratorii săi (1966) fiind dezvoltat de Bottinga (1974), în care zona de ascensiune a magmei nu este un simplu canal vertical ci o zonă largă la bază ce formează în secțiune un triunghi cu vîrful spre suprafață (fig. 4.10. *b*). Deși morfo-

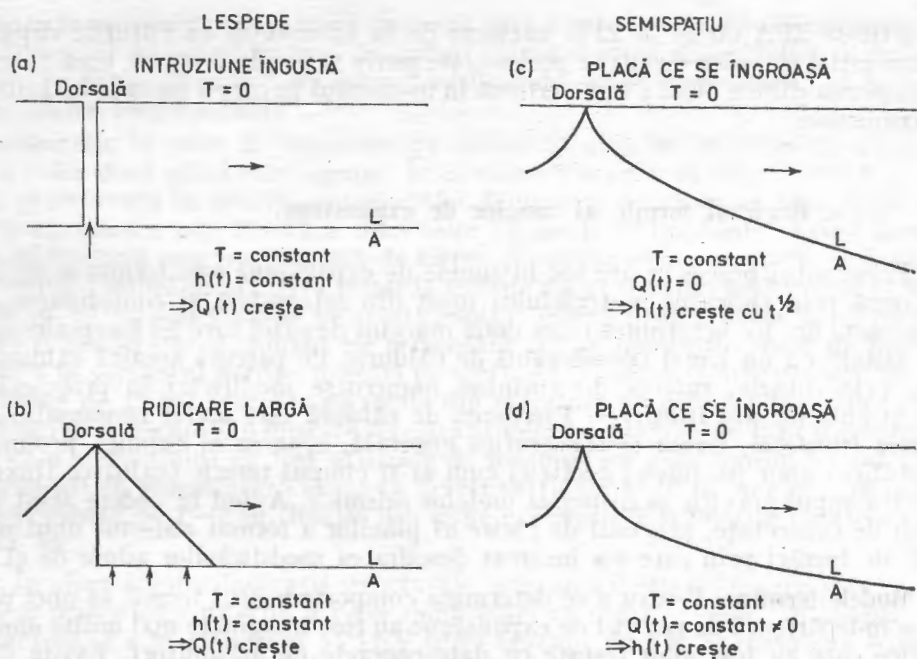


Fig. 4.10 — Modele termale ale părții superioare a mantalei în zonele de expansiune. Toate modelele au temperatura la suprafață $T = 0^\circ\text{C}$. Modelele cu lespede au la adâncimea h o temperatură constantă, ceea ce implică o creștere a fluxului termic, Q , cu depărtarea de axa de expansiune. Indiferent de timpul t grosimea plăcii (h) rămâne constantă. În modelul (a) ascensiunea magmei se face ca o intruziune îngustă, în modelul (b) ridicarea magmatică este largă. În modelul de semispațiu (c) grosimea variază cu timpul (crește cu $t^{1/2}$), fără aport suplimentar din litosferă, iar în (d) se admite un aport cu o rată constantă. L, litosferă; A, astenosfera (După Forsyth, 1977).

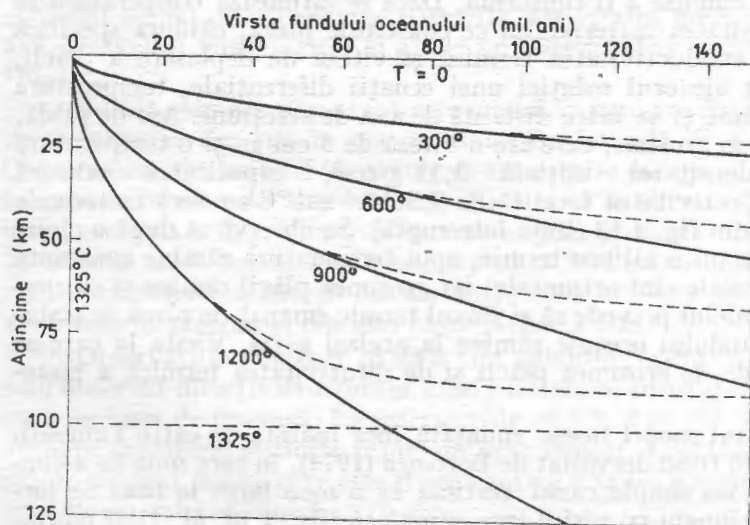


Fig. 4.11 — Traseul izotermelor în litosferă în zona de expansiune. Cu linii întrerupte izotermele conform modelului cu semispațiu. Temperatura inițială în zona de acrețiune 1325°C , densitatea inițială $3,33\text{ g/cm}^3$, capacitatea calorică $C_p = 0,28\text{ cal/g}^\circ\text{C}$, iar conductivitatea termică $k = 7,5 \cdot 10^{-3}\text{ cal/}^\circ\text{C.cm.s}$. Grosimea lespedii 100 km (După Forsyth, 1977).

logia intruziunii este mult diferită, și ca atare și aportul inițial de căldură, după un timp placa ajunge la un echilibru, evoluția ei fiind apoi similară cu a modelului anterior (Sleep, 1969).

Primul model în care se presupune că răcirea prin conducție este a unui semispațiu se datorește lui Parker și Oldenburg (1973), el fiind reluat de Yoshii (1973) și de Davis și Lister (1974). Și în acest caz temperatura la suprafața plăcii este considerată a fi la 0°C și baza plăcii la o temperatură constantă dar, deoarece se admite că din litosferă nu există un aport suplimentar de căldură, din cauza răcirii constante, placa se îngroașă neconținut și anume, cu o valoare egală cu adâncimea pătrată a vârstei ei (fig. 4.10.c). După cum se observă din fig. 4.11 (linii fine) pentru primii 40 milioane ani mersul izotermelor nu diferă de cele ale modelului cu lespede, după care însă izotermele diverg avînd o pantă mai abruptă. De fapt adîncimea izotermelor crește aproape de axa de acrețiune cu o rată aproximativ proporțională cu Vt , ca și grosimea plăcii.

Există variante ale modelului cu semispațiu (Kono și Yoshii, 1975; Crough, 1975) în care se admite un aport constant de căldură de la bază (fig. 4.10.d). Și în acest caz are loc o îngroșare neconținută a plăcii dar, dacă aportul de căldură din astenosferă este egal cu pierderea de căldură de la suprafață, se poate ajunge la un echilibru, ca în cazul modelului cu lespede.

Modelul cu semispațiu este echivalent cu un model propus încă din 1967 și dezvoltat ulterior (Turcotte și Oxburgh, 1967 și 1972) în care se pleacă de la o teorie de strat limită. În acest sens se presupune că astenosfera și litosfera sînt antrenate într-o mișcare a unei celule de convecție ce se desfășoară în mantaua superioară, care prezintă o vîscozitate newtoniană ce descrește exponențial cu temperatura și adîncimea. Celula are o ramură ascendentă în zona de acrețiune și o deplasare distală antrenînd materialul de manta. Din cauza răcirii partea superioară se consolidează devenind o placă rigidă ce nu este decît stratul limită al materialului vîscos subjacent. Într-o astfel de viziune este greu de stabilit limita inferioară a plăcii deoarece temperatura crescînd treptat în jos, și totodată și ductilitatea materialului, nu există o limită tranșată dar, în general, se admite că ea coincide cu adîncimea la care unde S încep să fie frîpate. Și în acest model grosimea plăcii crește nedefinit.

Teoria stratului limită permite construirea pînă la o adîncime mai mare a izotermelor, în funcție de parametrii ce sînt atribuiți celulei de convecție. Astfel într-un prim model (fig. 4.12.a), Oxburgh și Turcotte (1968) au elaborat un model cu o celulă de convecție de 2100 km lărgime și 1 500 km adîncime, ce are loc într-un lichid cu vîscozitate newtoniană, independent de temperatură și în care nu se ține seamă de cantitatea de căldură datorată radioactivității. Efectul strățului limită rece este bine vizibil la partea superioară în mersul izotermelor în sensul că efectul coloanei termice ascendente este limitat lateral. Într-o altă variantă (fig. 4.12.b) răcirea litosferei ar duce la o mișcare convectivă secundară de ordinul a 100 km între coloana termică ascendentă din axa de expansiune și placa rece ce se mișcă distal.

Modelele termice ale litosferei sînt de o deosebită importanță pentru descifrarea mecanismului dinamic al plăcilor și pentru stabilirea mersului izotermelor, de care depinde natura lor petrologică.

Fluxul termic pe fundul oceanelor constituie unul din testele de verificare a modelelor de răcire a plăcii oceanice. După cum s-a arătat anterior, descreșterea valorii fluxului termic cu distanța față de expansiune a constituit unul din argu-

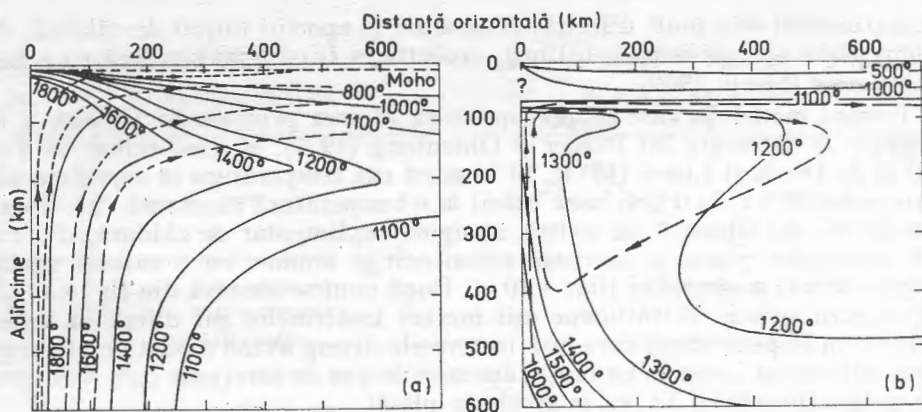


Fig. 4.12 — Modele termice pentru primii 600 km de la axa de expansiune. (a) După Oxburgh și Turcotte (1968); (b) După Forsyth și Press (1971) pentru primii 100 km de adâncime; După Torrance și Turcotte (1971) pentru rest. În modelul (b) de remarcat celula secundară de convecție (După Wyllie, 1973).

mentele în favoarea teoriei expansiunii fundurilor oceanice. Procesul este evidențiat în fig. 4.13 în care sînt raportate valorile de flux termic în funcție de distanță față de creasta dorsalei atlantice și pacifice. Ceea ce atrage în primul rînd atenția este faptul că în zona de creastă a dorsalei apar alături, atît valori foarte ridicate, cît și valori scăzute, ceea ce în aparență nu are o explicație deoarece în zona riftului ar trebui să apară numai valori ridicate. S-au căutat diverse explicații, cum ar fi cea dată de Langseth și Taylor (1967) care au presupus că valorile scăzute nu se plasează pe rift ci pe falii transformante, construind în acest sens pentru Dorsala indiană o hartă destul de arbitrară, care nu a fost verificată de ridicările detaliate ulterioare. O altă explicație leagă fluxul termic de undulațiile reliefului oceanic, în sensul că, liniile de flux fiind perpendiculare pe suprafețele izoterme,

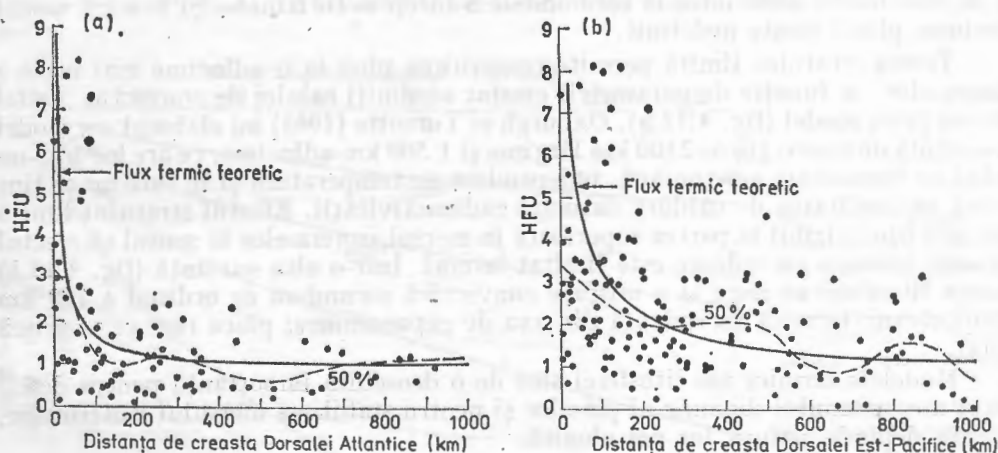
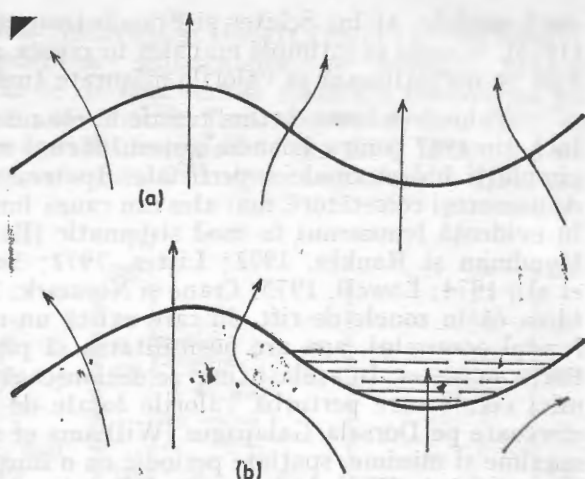


Fig. 4.13 — Măsurătorile de flux termic (a) în Oceanul Atlantic și (b) în Oceanul Pacific. Cu linie întreruptă valoarea medie pentru 50% din măsurători. Cu linie plină curba teoretică conform modelului cu lespede (După McKenzie, 1967).

Fig. 4.14 — Influența reliefului asupra valorilor de flux termic la nivelul fundului oceanic. (a) Din cauza ieșirii liniilor de flux perpendicular pe fundul oceanului, în zonele de depresionare există o convergență iar pe proeminențele de relief, o divergență, ceea ce duce la valori ridicate, respectiv coborâte. (b) În cazul umplerii depresiunilor cu materiale sedimentare, efectul este invers (După Coulomb, 1969).



ele au tendința să fie divergente pe protuberanțele reliefului și să convergă spre depresiunile lui (fig. 4.14.a). Acolo însă unde depresiunile sînt umplute cu sedimente, acestea avînd o difuzivitate termică mai scăzută, au tendința să împingă liniile de flux spre protuberanțe (fig. 4.14. b). Desigur, în aceste condiții variabile pare greu de stabilit o regulă generală și este de așteptat o mare divergență a valorilor.

Înainte de a căuta mai departe explicația prezenței valorilor scăzute pe dorsale, să vedem în ce măsură fluxul termic verifică modelele de răcire a crustei oceanice. În fig. 4.13, pentru a se elimina prezența unor valori incidentale, a fost înscrisă curba ce înglobează 50% din valorile măsurate (linia întreruptă) iar cu linie plină este trecut valoarea teoretică a fluxului termic rezultat din modelul de lespede a lui McKenzie. Se constată că acordul între curbe este destul de bun ca linie generală dar în detalii există discrepante care ar putea să se datoreze efectului de relief. Cercetările mai noi au confirmat acest dezacord și, după cum rezultă din fig. 4.15, valorile efective în Pacific se află sub curbele teoretice a cel puțin

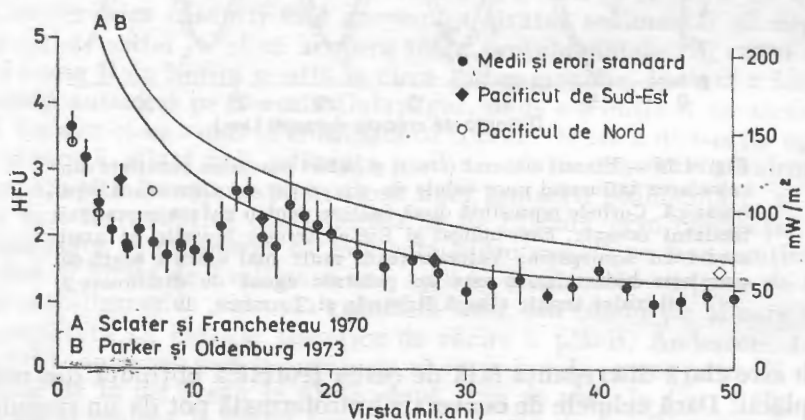


Fig. 4.15 — Mediile valorilor de flux termic din Pacificul de SE. Barele verticale reprezintă erorile standard. Curbele indică valorile teoretice (A) după modelul Sclater-Francheteau (1970) și (B) după modelul Parker și Oldenburg (1973), (După Anderson și Hobart, 1976).

două modele, al lui Sclater și Francheteau (1970) și al lui Parker și Oldenburg (1973). Aceasta se întâmplă mai ales în crusta de 10 milioane ani, după care situația se normalizează și valorile măsurate tind să se apropie de cele teoretice.

Valorile scăzute de flux termic în zona de rift au fost semnalate de Palmason încă din 1967 pentru Islanda, autorul făcând sugestia că ele s-ar putea datora unei circulații hidrotermale superficiale. Ipoteza a fost preluată și dezvoltată apoi de numeroși cercetători, mai ales din cauza înmulțirii datelor de teren care au pus în evidență fenomenul în mod sistematic (Bodvarsson G. și Lowell R.P., 1972; Hyndman și Rankin, 1972; Lister, 1972; Sclater și Klitgord, 1973; Williams et al., 1974; Lowell, 1975; Crane și Normark, 1977). Astăzi este unanim acceptată ideea că în zonele de rift, în care există un mare număr de fracturi și fisuri pe fundul oceanului, apa are posibilitatea să pătrundă determinând o răcire accentuată a crustei. În același timp se declanșează un sistem de curgere convectivă cu mici celule care perturbă valorile locale de flux termic. Ridicările de detaliu efectuate pe Dorsala Galapagos (Williams et al., 1974) au pus astfel în evidență maxime și minime, spațiate periodic cu o lungime de undă de 7 km lungime și cu intensități de HFU de la 2—12. Ribando și colaboratorii săi (1976) au elaborat un model numeric al circulației hidrotermale în crusta oceanică cu ajutorul căruia au verificat datele de pe Dorsala Galapagos și, după cum rezultă și din fig. 4.16 există un acord bun între valorile reale și cele obținute din modelul numeric.

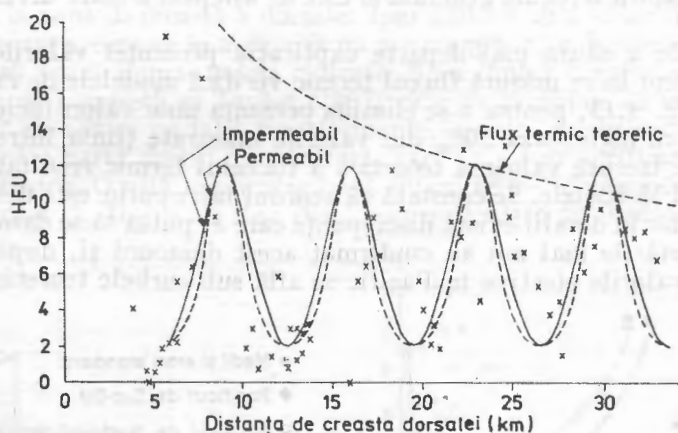


Fig. 4.16 — Fluxul măsurat (cruci) și valori numerice rezultate din calcularea influenței unor celule de convecție ce antrenează apa oceanică. Curbele reprezintă două ipoteze pentru natura suprafeței fundului oceanic. Este indicat și fluxul termic teoretic al unui model cu semispațiu. Valorile reale mult mai scăzute arată că circulația hidrotermală este un puternic agent de diminuare a fluxului termic (După Ribando și Torrance, 1976).

În schimb este clară discrepanța față de curba teoretică obținută din modelul de răcire al plăcii. Dacă celulele de convecție hidrotermală pot da un răspuns pentru variabilitatea la scară mică a fluxului termic, se pare că la scară mare ele sînt insuficiente pentru a explica abaterile față de curbele teoretice obținute din modelele de răcire a crustei.

Un nou punct de vedere au adus Anderson și Hobart (1976) care au corelat valorile de flux termic cu grosimea sedimentelor ce acoperă fundul oceanic. Fig. 4.17 *a* reprezintă valorile de flux termic măsurate transversal pe Dorsala Costa Rica și se observă cum ele cresc în flancul sudic de la 1 HFU la 5 HFU în primii 100 km, pentru ca apoi să descrească la 3,5 HFU la 200 km de la creastă. Profilul este asimetric și se constată că de la valori sub 1 HFU ele

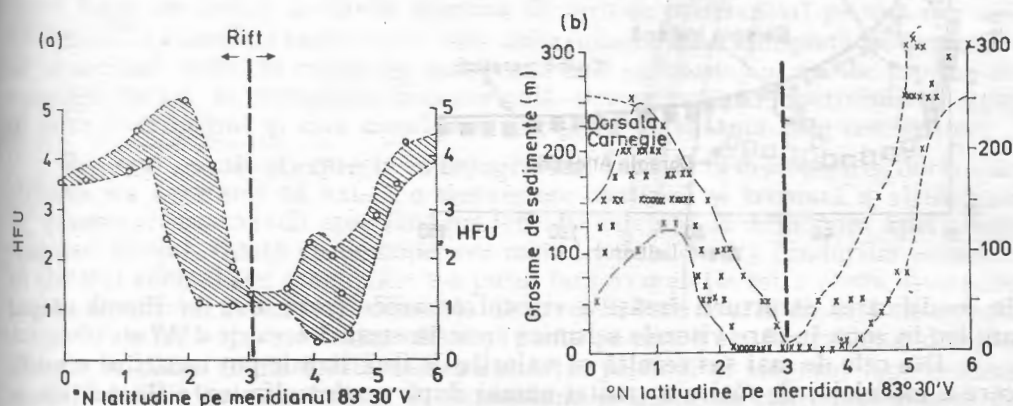


Fig. 4.17 — (a) Distribuția valorilor de flux termic în raport cu distanța față de creasta Dorsalei Costa Rica. Zona hașurată cuprinde cele mai multe valori; (b) Grosimea sedimentelor în raport cu distanța față de creasta Dorsalei Costa Rica. Se observă concordanța dintre cele două distribuții (După Anderson și Hobart, 1976).

ajung la 200 km distanță la 4 HFU. În fig. 1.7 *b* sînt trecute grosimile sedimentelor, rezultate din măsurători de seismo-reflecție detaliată și se observă că de la valori 0 în zona de rift ele cresc la 200—300 m. Explicația acestui acord este următoarea: în zonele fără acoperire sedimentară există o degajare a căldurii foarte puternică, determinată mai ales de circulația hidrotermală; în zonele cu acoperire sedimentară aceasta creează un strat protector ce conservă căldura. Se apreciază că pentru conservarea căldurii este necesar ca stratul sedimentar să depășească energia de relief, astfel ca el să acopere toate protuberanțele. În cazul analizat al Dorsalei Costa Rica limita se află la circa 150 m grosime. Ipoteza a fost verificată de aceiași autori și pe Dorsala Galapagos, unde s-a obținut de asemenea un bun acord. De aici ei au ajuns la concluzia că trebuie făcută o distincție între zona de crustă oceanică aflată sub influența unei circulații convective hidrotermale, care se face simțită la suprafață în lipsa unei protecții sedimentare, și zona în care nu se mai face simțită decît degajarea de căldură prin conducție. Pentru Dorsala Galapagos se estimează că influența hidrotermală se face simțită numai în crusta pînă la vîrsta de 4 milioane ani, apoi în următoarea secțiune de 1 milion ani are loc stabilizarea la valoarea rezultată doar din conducție și care ca atare poate fi comparată cu curbele teoretice de răcire a plăcii. Anderson, Langseth și Sclater (1977) au ajuns însă la concluzia că revenirea la crusta normală de răcire este variabilă de la un ocean la altul, după cum se vede în fig. 4.18. Dorsala Galapagos are revenirea la curba teoretică în crusta de 5 milioane ani, Dorsala Pacificului de Est în crusta de 15 milioane de ani, Oceanul Indian în cea de 50 milioane ani, iar Atlanticul în cea de 70 milioane ani. Explicația constă în modul de compactare a sedimentelor, în umplerea porilor cu depuneri hidrotermale,

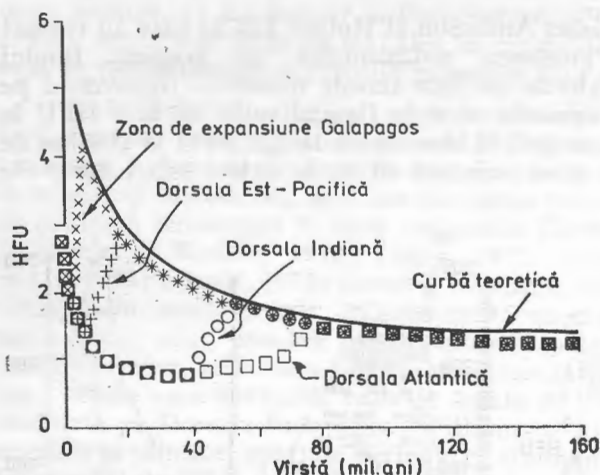
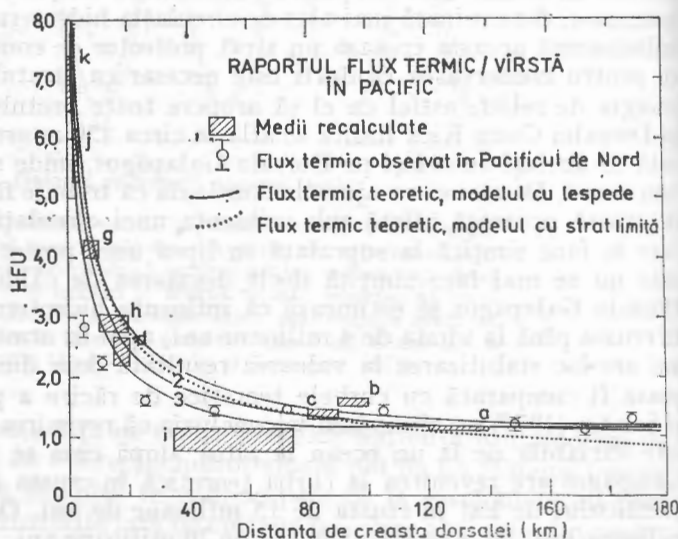


Fig. 4.18 — Timpul în care fluxul termic se normalizează în diferite oceane. Cu linie plină, curba teoretică de descreștere a fluxului termic (După Anderson et al., 1977).

în modificarea structurii însăși a crustei oceanice (revenirea la fluxul normal are loc în zona în care vitezele seismice cresc în stratul oceanic 2 A) etc.

Din cele de mai sus rezultă că valorile de flux termic pot constitui o verificare a modelelor de răcire a crustei numai după ce sînt eliminate fluctuațiile de natură locală. Procedînd în acest mod, adică eliminînd valorile influențate de răcirea hidrotermală și de transferul convectiv de căldură în crustă, Sclater, Crowe și Anderson (1976) au selectat cu grijă pe cele rămase valabile, înscriind mediile într-o diagramă de HFU/distanță (fig. 4.19). Valorile selectate sînt reprezentate prin dreptunghiuri a căror înălțime reprezintă erorile standard iar lungimea rangul de vîrstă în care se încadrează punctele măsurate. În diagramă sînt înscrise și curbele teoretice de flux termic determinate cu teoria lespedei și cu cea a stra-

Fig. 4.19 — Valori de flux termic raportate la vîrstă, pentru mai multe zone din Pacific. Curbele teoretice pentru modelul cu strat limită (punctat) și modelul cu lespede (linie plină), corespunzînd unei litosfere de: 1 = 125 km grosime; 2 = 100 km grosime și 3 = 75 km grosime. Valorile selectate sînt reprezentate prin dreptunghiuri a căror lungime corespunde intervalului de vîrstă în care se încadrează punctele măsurate iar înălțimea, erorilor standard. Literele corespund următoarelor zone: a, Pacificul de NV; b, vest de Hawaii; c, nord de Hawaii; d, Pacificul ecuatorial; e, zona de expansiune Galapagos și Costa Rica; h, sud de Dorsala Carnegie; i, Pacificul ecuatorial; j, Dorsala Explorer; k, Dorsala Juan de Fuca (După Sclater et al., 1976).



ului limită. După cum se vede, în afara zonei j , care reprezintă date pentru un bazin sedimentar din Pacificul ecuatorial (130°V — 150°V), și punctele b și c , care se află în jurul insulelor Hawaii, există o bună concordanță cu varianta teoretică pentru o lespede de 100 km grosime, dar și cu varianta stratului limită.

Se poate afirma de aceea, în concluzie, că în linii mari teoria răcirii plăcii cu distanța este verificată de valorile de flux termic măsurate și că variantele teoretice (lespede, strat limită, semispațiu) prezintă diferențe prea puțin semnificative între ele pentru ca datele efective să verifice preferențial pe una din ele. Nici unul din modelele teoretice nu sînt aplicabile în zona apropiată de axa zonei de expansiune unde, în crusta de mai puțin de 5 milioane ani au loc procese de convecție locală și circulația hidrotermală determinată de pătrunderea apei oceanice în crăpături și care maschează degajarea de căldură prin conducție.

Regimul termic și expresia sa topografică. Încă de la descoperirea dorsalelor oceanice s-a constatat că există o descreștere continuă și treptată a altitudinii lor dinspre creasta axială spre flancuri, cu alte cuvinte că adîncimea apei crește continuu lateral. Odată cu descoperirea metodei de datare a fundurilor oceanice cu ajutorul anomaliilor magnetice, s-a putut face o corelație între vîrsta diverselor puncte ale crustei oceanice și diferența de nivel la care se află ele față de creasta dorsalelor, adică raportul dintre vîrsta și panta pe care o are flancul unei dorsale. Parent se părea că nu există nici o corelație posibilă și singurul fapt evident era că dorsalele cu viteză mare de expansiune prezintă un relief mai domol, cu pante mai prelungi (tipul pacific), decît dorsalele cu viteză mare de expansiune care au relief mai abrupt și mai agitat (tipul atlantic). Le Pichon și Langseth (1969) au operat însă o „normalizare” a diferitelor profile de dorsale și anume, au făcut ca anomalia magnetică 5 (10 milioane ani) să coincidă „strîngînd” profilele lateral în acest scop. Rezultatul a fost o perfectă concordanță a reliefului și a pantelor pentru toate dorsalele (fig. 4.20). Normalizarea a dus la o exagerare de 10 ori pentru dorsalele cu viteză de expansiune de 1 cm/an și de 300 ori pentru dorsalele cu viteză de 6 cm/an. Ce înseamnă aceasta? Că, indiferent de viteza de expansiune, într-un anumit interval de timp flancul unei dorsale a coborît față de creastă cu aceeași distanță verticală. Un atare fenomen nu poate fi pus decît pe seama răcirii și contracției plăcilor care pierd o cantitate egală de căldură în unitate de timp, indiferent de viteza lor de mișcare. Corelația între înălțimea dorsalei și vîrsta este ilustrată de fig. 4.21 pentru oceanele Pacific și Atlantic.

Subsidența plăcii cu vîrsta este un fenomen ușor de explicat prin contracție termică. Un corolar al lui, mai greu de explicat, este legătura dintre vîrsta crustei oceanice și adîncimea la care se află față de nivelul apei. Într-adevăr, se constată că toate bazinele oceanice care au peste 80 milioane ani vechime se află la adîncimi de $5\,600 \pm 200$ m, iar crestele dorsalelor se află la 2 500—3 000 m adîncime. În ce privește crestele, se poate face o distincție după vitezele de expansiune. Astfel dorsalele Atlanticului de Sud (2 518 m), Oceanul Indian central (2 606 m), Carlsberg (2 606 m) și Pacificul de Sud (2 596 m), care au semirate de expansiune sub 3 cm/an, se află la o adîncime mai mică decît dorsalele Pacificului de Nord (2 712 m), Pacificul central (2 700 m) și Oceanul Indian de Sud (2 750 m) care au semirata de expansiune de peste 3 cm/an. Relația dintre înălțimea inițială a unei dorsale și subsidența prin contracție poate fi exprimată prin două modele (fig. 4.22). În modelul (a) contracția este uniformă pentru toate dorsalele, cele cu rată mai mică de expansiune fiind mai ridicate; în (b) se admite o ridicare inițială mai mare pentru dorsalele cu rată mică de expansiune, dar o nivelare

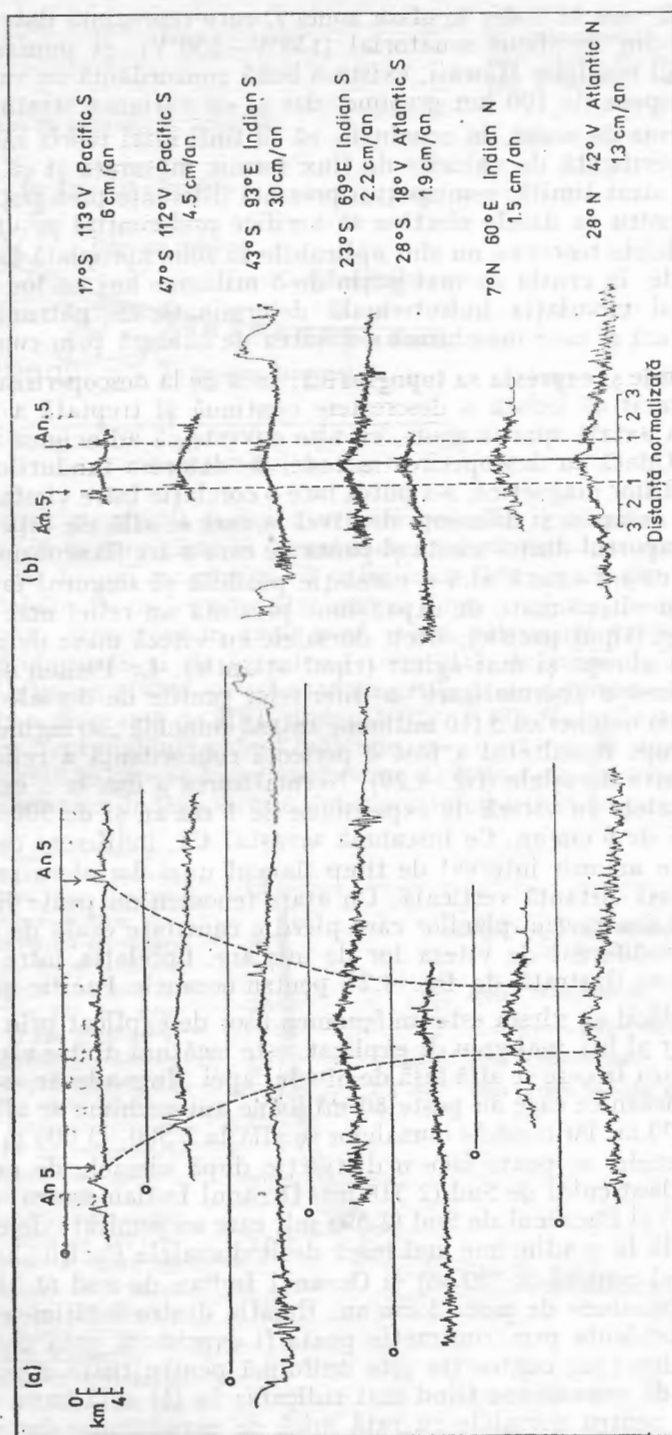


Fig. 4.20 — (a) Profile topografice prin diverse dorsale cu viteze de expansiune diferite cu notarea anomaliei magnetice 5. (b) Aceleași profile normalizate la aceeași viteză de expansiune (alinieră anomaliei 5). Se remarcă identitatea morfologică a dorsalelor. Exagerarea verticală este de 50 pentru 1 cm/an rată de expansiune (După Le Pichon și Langseth, 1969).

Fig. 4.21 — Adâncimi medii ale
 oceanelor raportate la vîrsta
 acrii (în milioane de ani).
 (a) Pacificul de Nord; (b)
 Atlanticul de Nord. 1, medii
 și deviații standard; 2, adînci-
 mii individuale după profile;
 3, locații DSDP cu vîrsta
 după anomaliile magnetice;
 4, locații DSDP cu vîrsta
 stratigrafică; 5, adîncime
 teoretică conform modelului
 cu lespede; 6, relația liniară
 $t^{1/2}$; punctele pline din fig.
 (b) sînt preluate din profile la
 nord de 31°N (După Parsons
 și Sclater, 1977).

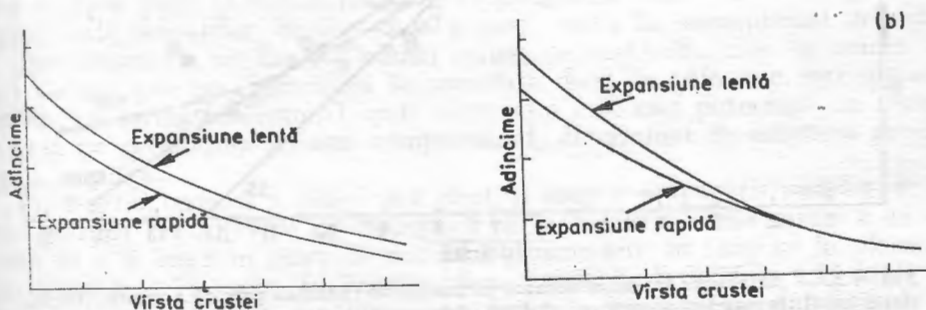
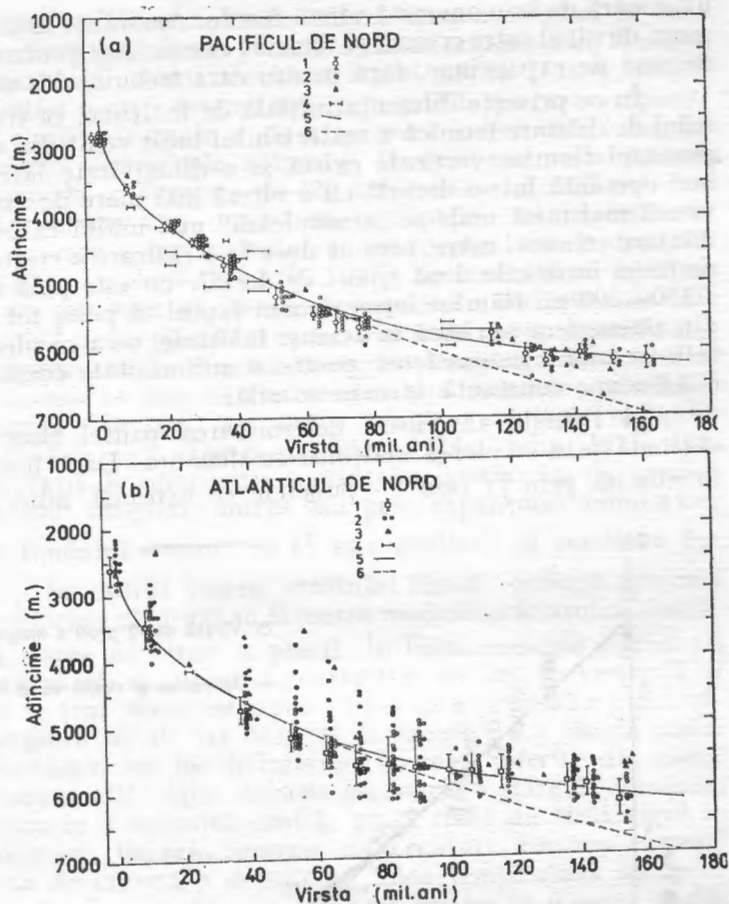


Fig. 4.22 — Modele empirice pentru înălțimea dorsalelor. (a) Subsidență uniformă pentru ambele tipuri de dorsale, cele cu rată mai mică de expansiune fiind mai ridicate; (b) Dorsala cu expansiune mai lentă este mai ridicată la început, apoi diferența de înălțime dispare (După Sclater et al., 1971).

ulterioară de la o anumită vîrstă încolo. Am văzut însă anterior că panta și diferența de nivel între creastă și flancuri este aceeași pentru toate dorsalele, indiferent de rata de expansiune, fapt pentru care trebuie ales modelul (a).

În ce privește diferența inițială de înălțime, ea trebuie pusă pe seama efectului de dilatare termică a materialului topit venit din astenosferă. În afara componentei termice verticale există și o difuzivitate laterală a căldurii care este mai operantă într-o dorsală cu o viteză mai mare de expansiune, decît în cea cu viteză mai mică unde se „acumulează” mai multă căldură și ca atare efectul de dilatare este mai mare, ceea ce duce la o ridicare a crestei dorsalei. Dar diferența de nivel între cele două tipuri de dorsale nu este pînă la urmă decît de ordinul a 150–300 m. Rămîne impresionant faptul că peste tot pe glob materialul topit din astenosferă se ridică la aceeași înălțime, ceea ce pledează pentru o uniformitate termică a astenosferei, pentru o uniformitate constituțională a ei și pentru o adîncime constantă la care se află.

În figurile anterioare determinarea pantei flancurilor dorsalelor a fost obținută prin corelarea înălțimii cu distanța. Dacă însă vîrsta t este exprimată în abscisă prin $\sqrt{t}$ (sau $t^{1/2}$) punctele ce exprimă adîncimea se aliniază pe o

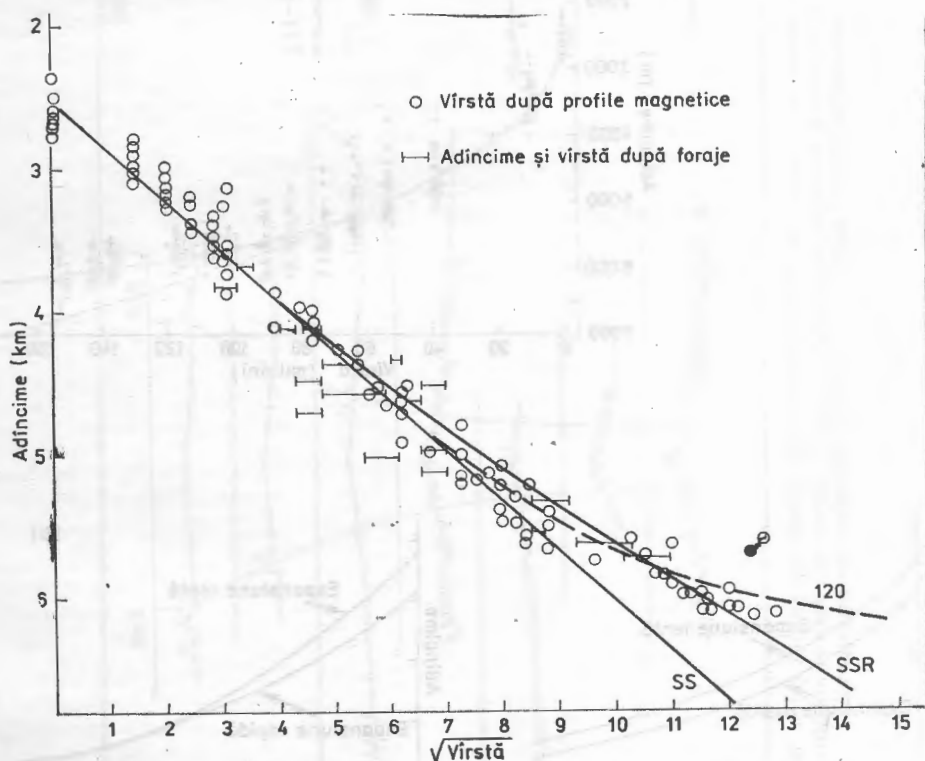


Fig. 4.23 — Adîncimea fundului oceanic în funcție de rădăcina patrată a vîrstei. Vîrsta după liniatiile magnetice (cercuri) și după determinările de vîrstă absolută pe calote (linii orizontale). Linia punctată este curba teoretică rezultată dintr-un model cu lepede de 120 km grosime; linia plină notată SS este curba teoretică a unui model de semispațiu iar cea notată SSR un semispațiu cu căldură suplimentară de natură radioactivă (După Forsyth, 1977).

captă, ceea ce înseamnă că există o corelație liniară între adâncimea la care se află un punct de pe o placă și rădăcina patrată a vârstei aceluia punct. O astfel de corelație este o necesitate în cadrul teoriei stratului limită (Lister, 1977). În fig. 4.23 sînt înscrise astfel locații determinate prin profile magnetice (puncte) și din forajele DSDP (linii orizontale a căror lungime indică intervalul de încredere). Linia întreruptă corespunde adâncimii la care s-ar afla fundul oceanic conform unui model cu lespede cu litosfera de 120 km grosime. Cu SS este reconstituită adâncimea teoretică conform unui model cu semispațiu, iar cu SSR tot conform unui model cu semispațiu în care a fost calculat și un surplus termic datorită izotopilor radioactivi aflați în placă (Forsyth, 1977). Se constată că un astfel de model cu semispațiu nu este adecvat iar cel de lespede cu o grosime de 120 km prezintă deviații începînd de la 60 milioane ani, dar care devin semnificative începînd de la 100 milioane ani. În general concordanța este excelentă pentru vîrurile oceanice tinere, ceea ce vine să confirme natura termică a reliefului general al dorsalelor oceanice. Nu este mai puțin adevărat că s-au observat abateri ce pot merge pînă la 20% (Davis și Lister, 1974; Trehu, 1975), dar ele se pot explica prin variații de compoziție a mantalei, modificări de temperatură inițială a materialului magnetic intrus sau prin expansiuni asimetrice.

Corelarea adâncimii fundului oceanic cu $t^{\frac{1}{2}}$ este similară cu corelarea în funcție de vîrsta plăcii tot cu $t^{\frac{1}{2}}$, în cadrul teoriei stratului limită. Aceasta este mai mult decît o coincidență și faptul pledează în favoarea modelului stratului limită.

Regimul termic și starea de stress a plăcii. În toate modelele de răcire a plăcii s-a făcut presupunerea că majoritatea contracției are loc pe verticală și este puțin laterală. Dacă se ține seamă de faptul că partea superioară a plăcii rămîne continuu la temperatura de 0° iar baza ei la temperatura limită solid/lichid, înseamnă că contracția are loc în interior, cu rații diferite din cauza temperaturii diferite la care se află placa. Aceasta generează o stare de tensiune, de stress, care dacă depășește o anumită limită, placa fiind un strat rigid, se va rezolva, fie prin cutremure, fie prin formare de crăpături. Răcirea cea mai puternică are loc în zona de creastă a dorsalelor, unde temperatura scade de la $1300-1200^{\circ}\text{C}$ la 0° în foarte scurt timp ceea ce dă naștere la o mare instabilitate tectonică. Marginile de acțiune ale plăcilor sînt cunoscute a fi zone seismice pronunțate, cutremurele avînd o adâncime în general sub 20 km, ele trebuind astfel atribuite procesului de răcire și contracție. Tot pe seama acestui proces trebuie puse și faliile normale ce mărginesc văile de rift și platourile marginale ale dorsalelor despre care a fost vorba în subcapitolul precedent.

Dar contracția nu are loc numai liniar, pe verticală, ci și în volum. Deoarece răcirea este mai puternică la suprafață decît în adâncime, spre suprafață va exista un stress extensional unde contracția este mai puternică, în timp ce spre bază va predomina stressul compresional, determinat de mișcarea generală laterală a plăcii.

Contracția termică a plăcii are efect și asupra propagării undelor de forfecare. Hart și Press (1973) au descoperit că în Atlantic viteza medie a undelor S este de 4,58 km/s în placa de sub 50 milioane ani, în timp ce în placa mai veche crește la 4,71 km/s. În Pacific viteza crește de la 4,75 la 4,79 km/s. Fenomenul se explică prin densitatea mai mare a litosferei, distal față de axa de expansiune din cauza răcirii. Tot pe seama aceluiași proces trebuie pusă și descreșterea vitezei undelor S în jos, din cauza contracției mai puțin puternice, conform fenomenului amintit mai sus. Descreșterea contracției și concomitent

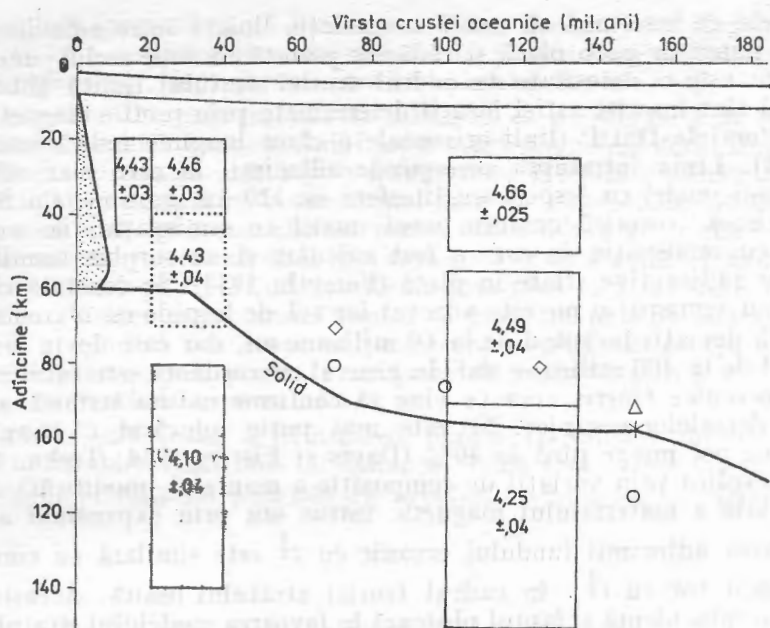


Fig. 4.24 — Creșterea vitezei undelor de forfecare, lateral și în jos, din cauza răcirii și a creșterii densității în litosferă. Grosimea litosferei este dată după diferiți autori: patrate după Yoshii (1975); cercuri după Leeds (1975); triunghi după Forsyth (1977); asterisc după Asada și Shimamura (1975). Linia plină este trasată după izoterme și relații de topire (După Forsyth, 1977).

a vitezelor seismice pînă în astenosferă este evidențiată în fig. 4.24 în care sînt înscrise mediile vitezelor seismice. Figura este extrasă din lucrarea lui Forsyth din 1977, care face un amplu studiu asupra corelației dintre fenomenul de contracție termică și vitezele seismice, în discuție fiind luate undele S, atenuarea seismică, dispersia undelor Rayleigh, hodrocurențele teleseismice ale undelor de volum și datele de seismo-refracție pe profile lungi. Concluzia este că datele seismice concordă cel mai bine cu un model în care litosfera este considerată un strat termic limită și care se dezvoltă pe seama unei astenosfere omogene lateral. Modelul este de tipul semispațiu cu creșterea laterală a grosimii litosferei după cum urmează: pînă la 5 milioane — 25 km; la 10 milioane — 60 km; după 60 milioane ani 90—100 km. Atît îngroșarea plăcii cît și coborîrea ei se face cu o rată de $t^{\frac{1}{2}}$.

4. Anomaliile de gravitate.

Anomaliile de gravitate existente deasupra zonelor de expansiune sînt evidențiate atît prin determinarea cîmpului global cu ajutorul sateliților cît și prin măsurători directe efectuate la suprafața oceanelor. Cîmpul gravitațional global a fost determinat de Gaposchkin și Lambeck, (1971) în raport cu un elipsoid de rotație cu turtire de 1/299,8. De subliniat că o astfel de reprezentare

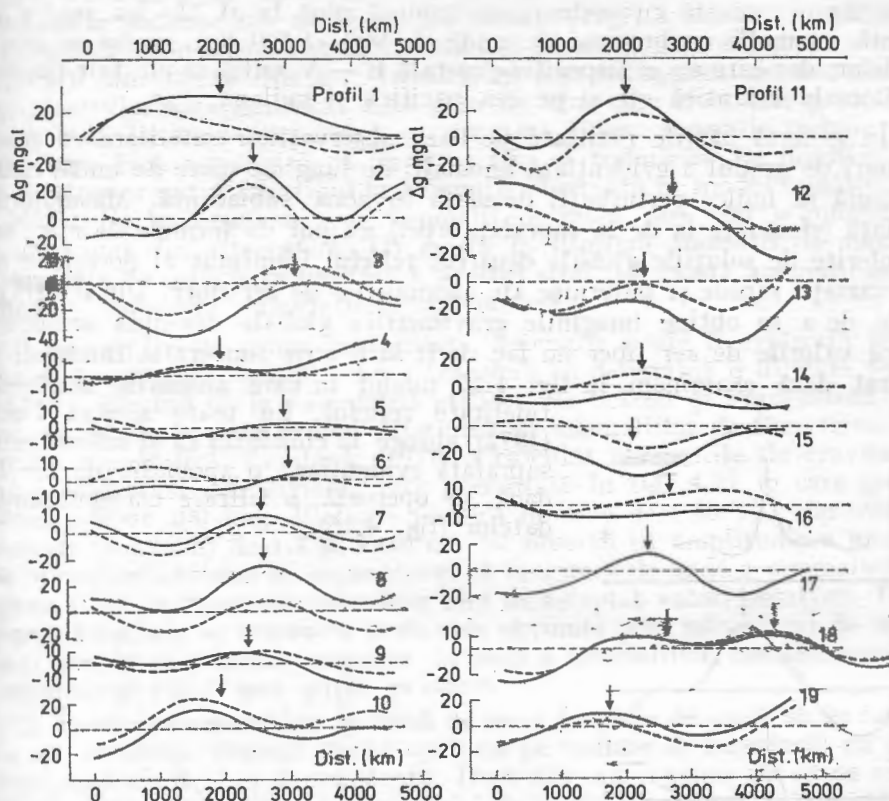


Fig. 4.25 — Profile gravimetrice deasupra dorsalelor oceanice deduse dintr-o tratare globală. Linia reprezintă soluția dată prin includerea în calcul a cîmpului hidrostatic; linia întreruptă după soluția dată de armonicile de gradul 8. Săgețile indică creasta dorsalei. 1—6 profile în Atlantic; 7—10 în Oceanul Indian; 11—15 pe Dorsala australo-antarctică; 16—19 pe Dorsala est-pacifică (După Lambeck, 1972).

are o putere de rezoluție pentru elemente a căror lungime de undă depășește 1200 km, iar sensibilitatea este de 8—10 mgal. O suită de 19 profile transversale pe principalele dorsale (fig.4.25) pune în evidență o anomalie pozitivă ce depășește uneori 20 mgal (Lambeck, 1972). Anomalia este vizibilă atât în raport cu cîmpul de echilibru hidrostatic (linia plină) cît și cu o reprezentare a armonicilor de gradul 8 (linie întreruptă). Anomalia este în general centrată pe axa dorsalelor, cu excepția profilelor 15 și 16 unde ea este mascată de efectul mării presiuni australo-antarctice.

Modelul lui Kaula (1972) pune și el în evidență o anomalie pozitivă deasupra crestei dorsalelor dar alte prelucrări nu o evidențiază. Așa de pildă, harta anomaliilor de aer liber realizată de Marsh și Marsh (1976) pe baza modelului complet PGS — 110 (30,30) (Preliminary Geopotential Solution — 110) prezintă o anomalie pozitivă doar în Atlantic și alta slabă în Pacific, în timp ce dorsalele Carlsberg și australo-antarctică nu se evidențiază grafic. O variantă pentru care s-au utilizat coeficienții numai pînă la gradul și ordinul 12 prezintă anomalii de mare lungime de undă în care sînt evidențiate ca minime clare dă-

fosele, iar o variantă cu prelucrarea împinsă pînă la al 22-lea grad și ordin prezintă anomalii cu lungime de undă de 900—1 500 km, ce nu se suprapun dorsalelor, dar care au o dispoziție generală E — V astfel că ele taie transversal atît Dorsala atlantică cît și pe cea pacifică și indiană.

În general hărțile realizate pe baza observațiilor satelitare cu armonice mai mari de gradul 8 evidențiază anomalii de lungime mare de undă, care sînt în măsură să indice perturbații de masă în zona subiacentă. Măsurătorile de suprafață (efectuate la de la suprafața apei) nu pot da formele de mare anvergură oferite de soluțiile globale deoarece relieful frământat al dorsalelor determină variații rapide și puternice ale anomaliilor de aer liber. Din această cauză înainte de a se obține imaginile gravimetrice globale deasupra oceanelor s-a spus că valorile de aer liber nu fac decît să descrie topografia fundului, lucru adevărat dacă examinăm în fig. 1.17 modul în care anomalia urmărește cu

fidelitate relieful. Cu toate acestea Lambeck (1972), ajunge la concluzia că și măsurătorile de suprafață evidențiază o anomalie de aer liber, dacă se operează o filtrare corespunzătoare a datelor (fig. 4.26).

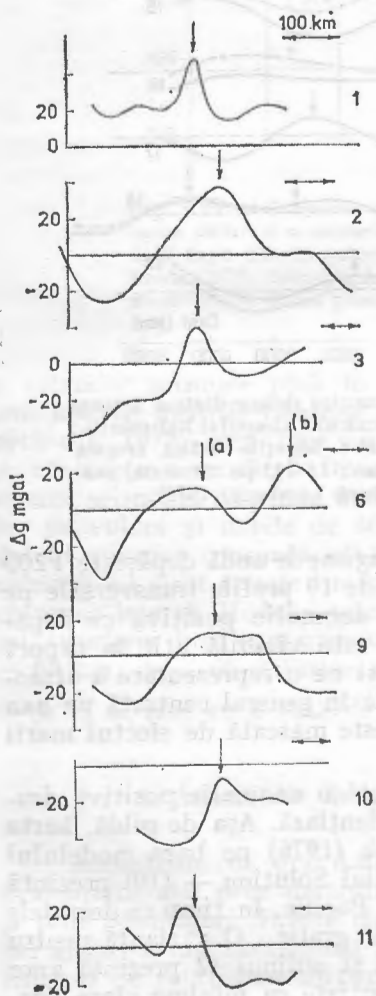


Fig. 4.26 — Profile gravimetrice obținute prin măsurători efectuate la suprafața oceanului. Numerele corespund profilelor din fig. 4.25. Săgețile indică axa dorsalelor. În profilul 6 a, Dorsala atlantică; b, Dorsala Walvis. Se observă un maxim pe axa dorsalelor dar de lungime de undă mai mică decît în soluție globală (După Lambeck, 1972).

S-a discutat mult dacă dorsalele trebuie asociate, teoretic, cu anomalii gravitaționale pozitive sau negative. Mc Kenzie (1967) a arătat că există două efecte contrare care acționează aici: deficitul de masă determinat de o scădere a densității din cauza dilatării termice, și supraadăugarea de material care creează denivelarea topografică. Este greu de spus care efect este precumpănitor, dar dacă litosfera acționează ca un strat liber, anomalia trebuie să fie pozitivă, iar dacă acționează ca un strat fix, ea trebuie să fie negativă. Totodată litosfera ar putea contribui la anomalia observată în modul următor (Lambeck, 1972): (1) în litosferă apar anomalii de masă care sînt o consecință a unor intruziuni din astenosferă; (2) există în litosferă anomalii de masă care sînt suportate de rezistența limitată a acestui strat; (3) există anomalii de masă în litosferă care sînt suportate de astenosferă.

1. În ce privește prima posibilitate, anomalia poate fi explicată prin intruziunea de material fierbinte din astenosferă ce determină o dilatare termică a litosferei. Plecînd de la parametrii utilizați de Sclater și Francheteau (1970) într-un model de lespede pentru determinarea anomaliilor de flux termic și de deformare topografică, Lambeck (1971) a calculat anomaliile de gravitate corespunzătoare. Una din variante este prezentată în fig. 4.27 în care grosimea litosferei este de 100 km, dilatarea termică de $\alpha = 4 \times 10^{-5}/^{\circ}\text{C}$, iar viteza de expansiune (semirată) de 1,2 și 3 cm/an. Se observă că amplitudinea anomaliilor scade cu creșterea vitezei de expansiune, că lungimea de undă a anomaliilor crește cu viteza și că pe flancurile dorsalelor sînt de așteptat valori negative. Ca alură generală curbele se suprapun peste cele obținute prin măsurători de suprafață, mai ales în ce privește lungimea de undă a anomaliilor, corelarea cu viteza de expansiune fiind mai puțin evidentă.

2. Pentru ca anomaliile de masă de mare lungime de undă să fie suportate static de litosferă, stressul (forța aplicată pe unitate de suprafață) nu trebuie să depășească limitele ei de rezistență. Dacă din calcul reiese un stress ce depășește valoarea critică, ipoteza unei astfel de anomalii trebuie înlăturată.

S-a calculat de geofizicieni (de exemplu Jeffreys, 1962) că litosfera continentală, considerată o placă rigidă dispusă peste un substrat fluid, este capabilă să suporte static sisteme de munți complecși, cum ar fi Himalaya, cu o acumulare considerabilă de presiuni, de ordinul cîtorva mii de bari. Limita inferioară de rezistență pentru litosfera oceanică este apreciată la 1 500 bari. Ori, anomaliile prezentate de armonicele de gradul 9 și mai mari ar determina un stress de maximum 1 200—1 500 bari, ceea ce face verosimilă ipoteza că anomaliile de lungime mare de undă din soluțiile globale să aibă o origină în litosferă și să fie suportate de aceasta.

3. A treia posibilitate, ca anomaliile din litosferă să fie suportate de astenosferă, duce la ideea existenței unor curenți de convecție în astenosferă, ipoteză dezbătută de Marsh și Marsh (1976). O astfel de idee este în acord cu imaginea obținută din prelucrarea armonicele de gradul și ordinul 22 care evidențiază, după cum am mai amintit, anomalii de aer liber orientate perpendicular pe principalele dorsale. Concluzia este că ele pot fi puse pe seama unor cilindri de convecție de 600 sau 1 000 km adîncime, a căror ramură ascendentă ar determina maxime gravimetrice. Desigur, o astfel de ipoteză poate explica un anumit aspect al imaginii globale a câmpului gravitațional dar întră în dezacord cu posibilitățile de explicare a mecanismului de intruziune a materialului fluid din astenosferă în zonele de expansiune.

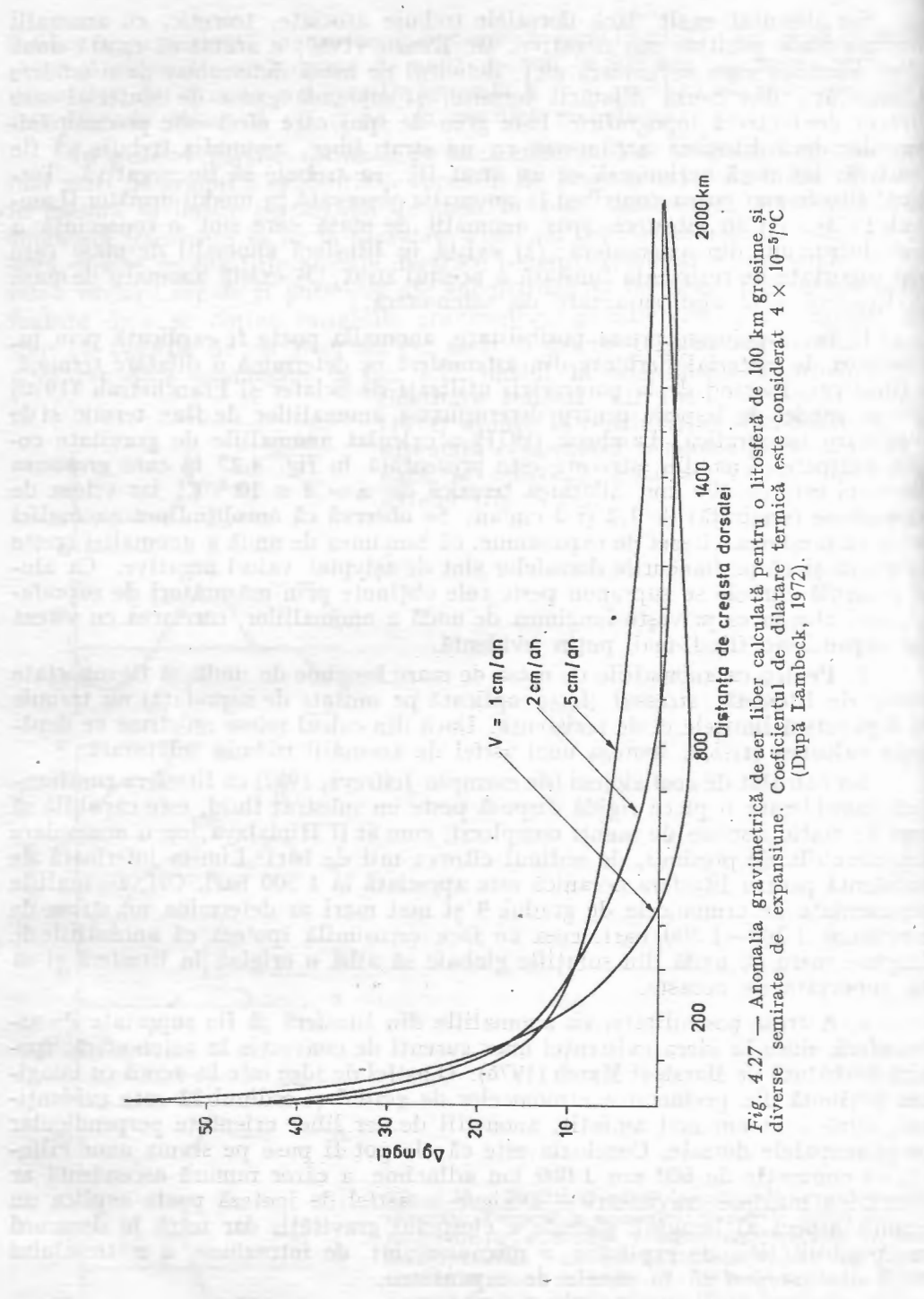


Fig. 4.27 — Anomalia gravimetrică de aer liber calculată pentru o litosferă de 100 km grosime și diverse semirate de expansiune. Coeficientul de dilatare termică este considerat $4 \times 10^{-5}/^{\circ}\text{C}$ (După Lambeck, 1972).

În cele de mai sus nu am discutat decât forma, natura și cauzele anomaliilor de aer liber ce apar legate de zonele de expansiune. După cum se știe, pentru determinarea naturii și proprietăților materiei aflate sub o structură se face apel la anomalii Bouguer. Din acest punct de vedere dorsalele prezintă totdeauna o anomalie negativă pronunțată, centrată pe valea de rift. În același timp din corelarea anomaliei Bouguer cu cea de aer liber rezultă că dorsalele, ca de altfel și bazinele tectonice profunde, se află în echilibru izostatic. Aceasta înseamnă că deficitul de masă determinat pentru anomalia Bouguer se compensează undeva dedesubt astfel că efectele termice, constituționale, de masă etc., se rezolvă lateral în circa 1000 km de o parte și de alta a riftului. Înaintea acceptării teoriei expansiunii tectonice, Talwani, Heezen și Worzel (1961) au propus trei ipoteze pentru explicarea anomaliilor Bouguer, care toate făceau apel la variații de densitate în cadrul crustei. Reluând aceste ipoteze, Talwani, Le Pichon și Ewing (1965) au pus variațiile de densitate în cadrul mantalei introducând noțiunea de „manta anomală” în care densitatea, în loc să fie $3,40 \text{ g/cm}^3$, este de doar $3,15$ sau chiar $3,05 \text{ g/cm}^3$. Figurile, foarte sugestive (fig. 4.28) prezintă astfel cele trei variante: în cazul I

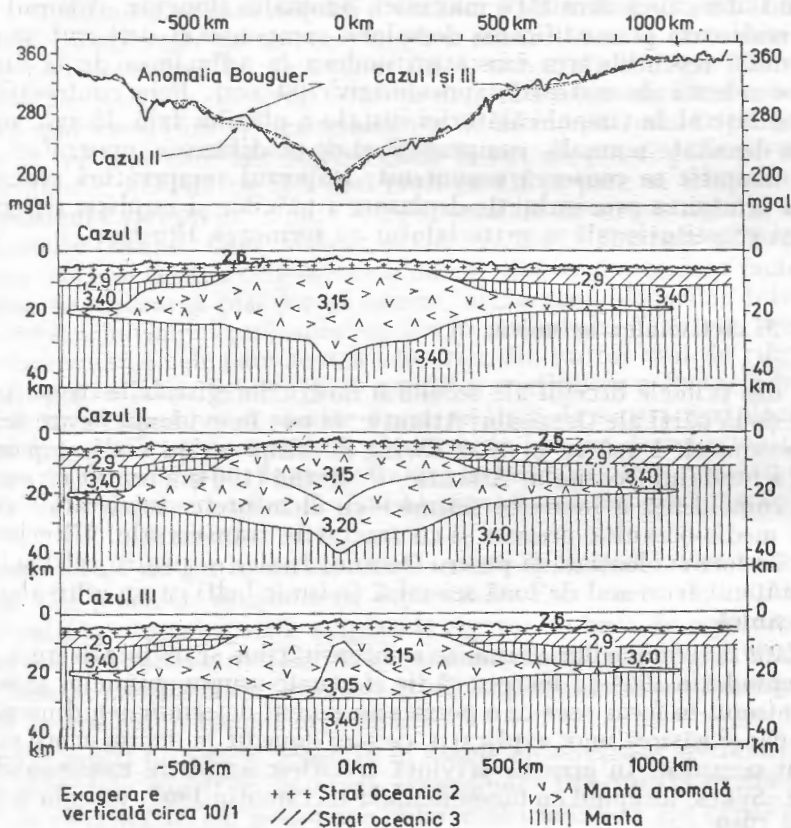


Fig. 4.28—Trei modele structurale care să satisfacă anomaliile gravitaționale și datele de seismorefracție obținute pe Dorsala atlantică. În toate trei cazurile mantaua anomală este considerată a fi acoperită lateral de mantaua normală. În cazul I mantaua anomală are o densitate egală; în cazul II densitatea crește cu adâncimea; în cazul III materialul ce constituie mantaua anomală este considerat a fi mai ușor aproape de axă (După Talwani et al., 1965).

compensarea izostatică se efectuează cu o protuberanță a mantalei anormale în manta normală; în cazul II se admite o creștere a densității mantalei anormale cu adâncimea iar în cazul III se consideră că manta anormală are o densitate și mai mică sub axa dorsalei. Anomalia Bouguer se rezolvă lateral foarte brusc, pe mai puțin de 500 km lungime, distanță care ar face ca mantaua anormală să apară ca un corp intrusiv de prea mică dimensiune. Pe de altă parte determinările seismice nu au evidențiat un strat de densitate mai mică lateral față de axa dorsalelor. Pentru acest fapt autorii citați recurg la un artificiu și anume, termină lateral, în pană, mantaua anormală, acoperind-o pe margini de manta normală, pe considerentul că un strat de densitate mai mică nu poate fi detectat seismic sub unul de densitate mai mare.

Soluțiile ca cele de mai sus nu mai sînt necesare astăzi deoarece conceptul de expansiune a fundurilor oceanice a pus într-o nouă lumină procesele care au loc sub dorsale. Astfel mantaua anormală nu este decît materialul de manta provenind direct din astenosferă și care urcă, în stare fluidă, pînă la nivelul fundului oceanic determinînd, din cauza densității mai mici, anomalia Bouguer. Adaosul de material ce se realizează prin edificarea dorsalelor compensează deficitul de densitate făcînd posibilă reechilibrarea izostatică undeva la adâncimea de la care pleacă coloana ascendentă de material (aproximativ 100 km). Prin contracția termică care are loc lateral în timpul călătoriei distale a plăcilor față de axă, materialul revine la o densitate normală, compensată și de modificarea topografiei, astfel că echilibrul izostatic se conservă neconținut. Raportul temperatură/gravitate permite astfel urmărirea procesului de deplasare a plăcilor și implicit reflectă starea reologică și constituțională a materialului ce formează litosfera.

5. Activitatea seismică.

Încă din primele decenii ale secolului nostru înregistrările de seisme efectuate de cele două părți ale Oceanului Atlantic au pus în evidență focare seismice în mijlocul oceanului. După ce în 1959 Ewing și echipa sa au realizat prima hartă de detaliu a fundului Oceanului Atlantic, P. Rothé (1964) a arătat că există o remarcabilă coincidență a focarelor seismice cu elementele topografice și anume, cu creasta medio-oceanică precum și cu fracturile transversale. Ulterior aceeași coincidență a fost evidențiată și pentru Oceanul Indian și pentru cel Pacific astfel că s-a încetățenit termenul de zonă seismică (seismic belt) ca un echivalent pentru dorsală oceanică.

În afara determinărilor obișnuite a intensităților și de localizare a hipocentrelor, începînd din 1964 au început să fie efectuate asupra seismelor și studii privind mecanismul în focar ceea ce a permis nu numai determinarea dinamicii acestor seisme dar și găsirea unor explicații, ce s-au dovedit în deplin acord cu ipoteza expansiunii oceanice. În această privință trebuie amintite numeroasele studii ale lui L.R. Sykes, începînd cu fundamentala lucrare din 1967, precum și sintezele din 1968 și 1969.

Seismicitatea generală a dorsalelor. Activitatea seismică este în cea mai mare parte reflexul mișcării diferențiale dintre plăci, ea manifestîndu-se ca atare la marginea acestora. S-a constatat că există o diferență fundamentală din punct de vedere seismic între zonele de acrețiune a plăcilor și cele de consumare a lor, în sensul că primele generează doar seisme de mică adâncime (pînă la 60 km) în timp

ce secunde se caracterizează prin seisme de medie și mare profunzime (adică de la 100 km pînă la 700 km), numeroase fiind însă și seismele de mică adîncime. Din activitatea seismică totală de pe glob, seismelor de mică adîncime le revine un mic procent. Dintre acestea s-a constatat că foarte puține seisme sînt legate de dorsalele oceanice, ceea ce ar lăsa să se tragă concluzia că în zonele de acrețiune activitatea tectonică este relativ modestă.

Studiile de detaliu (Sykes, 1967) au arătat că repartitia epicentrelor seismelor legate de dorsalele oceanice este destul de inegală și că se pot deosebi trei tipuri de elemente morfologice din punct de vedere al dinamicii seismice: dorsalele cu expansiune lentă (de tip atlantic), dorsalele cu expansiune rapidă (de tip pacific) și zonele de fractură care taie dorsalele.

Seismele legate de dorsalele de tip atlantic au epicentrele chiar în zona riftului, localizare absolut sigură avînd în vedere că, prin rețeaua modernă de stațiuni de înregistrare, un cutremur poate fi fixat cu aproximație de ± 20 km, iar lărgimea medie a rifturilor este de 25 km. Studiul mecanismului în focar pentru astfel de cutremure (distribuția primei mișcări a undelor P) a arătat că planul de fractură ce generează seismele este paralel cu alungirea riftului iar axa de tensiune este orientată și perpendiculară pe direcția riftului. O astfel de dispoziție corespunde faliiilor normale paralele cu riftul. Cum, pe de altă parte, magnitudinile seismelor din rift nu sînt mari (sub 7), iar adîncimea de asemenea redusă (pînă la 60 km) înseamnă că seismele care iau naștere chiar în rift nu pot fi puse pe seama unor procese profunde. Aceasta cu atît mai mult cu cît se pare că temperatura foarte ridicată existentă aici preîntîmpină orice acumulare de stress, capabil să genereze mari cutremure (Brune, 1968, Molnar și Oliver, 1969, Thatcher și Brune, 1971). Acesta este motivul pentru care seismele de rift sînt atribuite doar factorului mecanic indus de separarea plăcilor și anume, alunecarea blocurilor interioare din pereții rifturilor în timpul procesului de lărgire a acestuia. Faliile în lungul cărora are loc mișcarea sînt cele care separă blocurile din cadrul văii de rift, înclinînd cu $40-60^\circ$ spre interior. Sykes (1970) a găsit o confirmare a ipotezei în faptul că seismele de acest tip nu sînt plasate exact pe linia de separare a plăcilor, adică în punctul topografic cel mai coborît al riftului, ci în pereții marginali ai văii de rift. Aceste cutremure nu pot fi puse ca atare la însași originea mișcării divergente a plăcilor ci ele sînt un rezultat derivat al expansiunii, un efect mecanic gravitațional.

Există totuși cel puțin un tip de cutremure de natură strict tectonică, care pot fi legate de procesele dinamice de expansiune. Este vorba de roiuri de seisme foarte grupate în timp și spațiu, amplasate riguros pe linia de separare a plăcilor și care nu pot fi legate de nici un alt eveniment simultan. Sykes (1970), care le-a pus în evidență, consideră că ele sînt o expresie a unui fenomen magmatic sau hidrotermal ce are loc în timpul expansiunii.

A doua grupă de seisme generate în zonele de acrețiune ar trebui să fie cele legate de dorsalele cu viteză mare de expansiune. Din păcate există extrem de puține date referitor la ele și se pune chiar problema dacă ele există realmente. Faptul confirmă ideea expusă mai sus, că la dorsalele cu expansiune lentă seismele sînt generate de prăbușiri ale blocurilor din rift în timpul lărgirii acestuia. Ori, se știe că dorsalele cu expansiune rapidă nu au rift și ca atare nu există nici procese gravitaționale. În schimb nu este exclusă aici prezența roiului de cutremure generate de procesele magmatice, dar pînă acum ele nu au fost puse în evidență.

A treia grupă de seisme legate de zonele de expansiune sînt cele localizate pe zonele de fractură. Ele au fost puse în evidență de Sykes (1967) după ce Wilcox dăduse în 1965 revoluționarea interpretare a dinamicii acestor zone creînd noțiunea de falie transformantă. În fig. 4.29 sînt ilustrate epicentrele cutremurelor înregistrate în intervalul 1955—1965 în zona ecuatorială a Atlanticului, unele din ele cu indicarea soluției pentru mecanismul focal. Se observă imediat că foarte multe cutremure nu se găsesc în rift ci pe zonele de fractură și anume, foarte riguros numai în porțiunea dintre crestele riftului dislocat de către o zonă de fractură. Această limitare este clară pe fractura Chain și Romanche și ea este un argument puternic împotriva interpretării fracturilor ca simple falii transcurrente. Mecanismul în focar vine să confirme acest lucru. Astfel, la toate cutremurele de acest tip unul din planele nodale ale undelor P este paralel cu direcția fracturii pe care se află iar mișcarea este orizontală, în sensul invers așteptat pentru o decoșare. La seismele din figură, notate cu 1—5, sensul este indicat prin săgeți.

Seismicitatea zonei FAMOUS. O confirmare a datelor prezentate mai sus au adus studiile de mare detaliu efectuate în cadrul proiectului FAMOUS. Pentru perimetrul FAMOUS au existat patru rînduri de date seismice. (1) Determinări de teledetecție a seismelor mari pentru perioada 1961—1971, care au indicat două seisme pe falii transformante, cîte unul pe cele două flancuri ale lui VR 2 și două la intersecția dintre VR 3 cu ZFC. (2) Înregistrări de microseisme cu ajutorul balizelor sonore în mai 1973 (Reid și Macdonald, 1973), care au pus în evidență microseisme în versantul vestic al VR 2 și pe ZFA și ZFB. (3) Înregistrări cu balize sonore în iunie-august 1974 (Spindel et al., 1977), prin care s-au detectat seisme mai

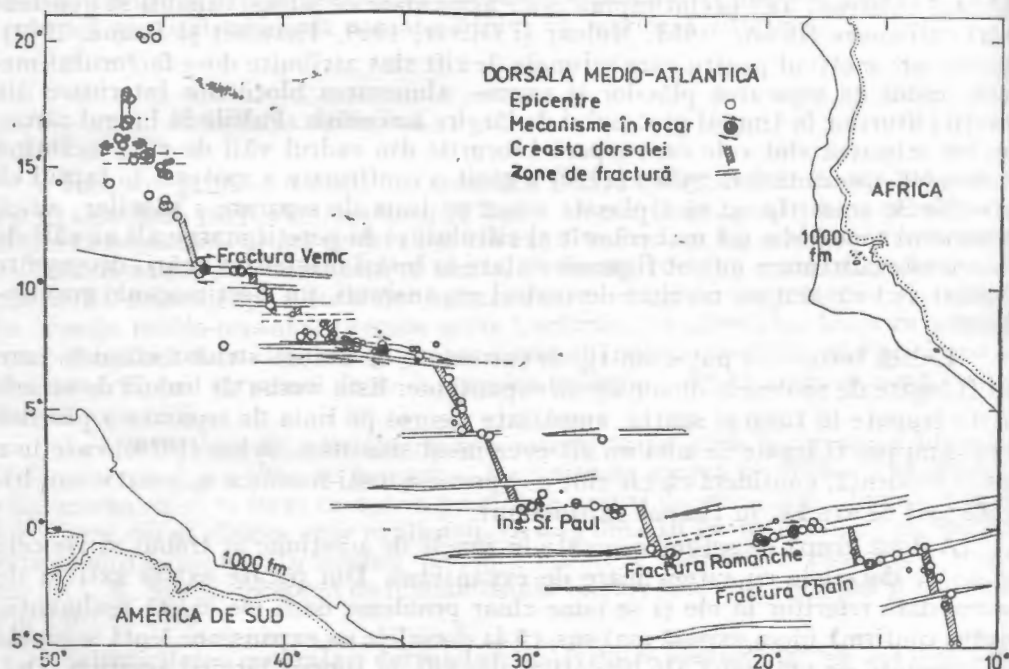


Fig. 4.29 — Epicentrele cutremurelor survenite în intervalul 1955—1956 în partea centrală a Dorsalei atlantice. Cu puncte pline seismele pentru care a fost determinată soluția în focar, indicată prin setul de săgeți. Majoritatea seismelor sînt plasate pe falii transformante și puține pe rift (După Sykes, 1967).

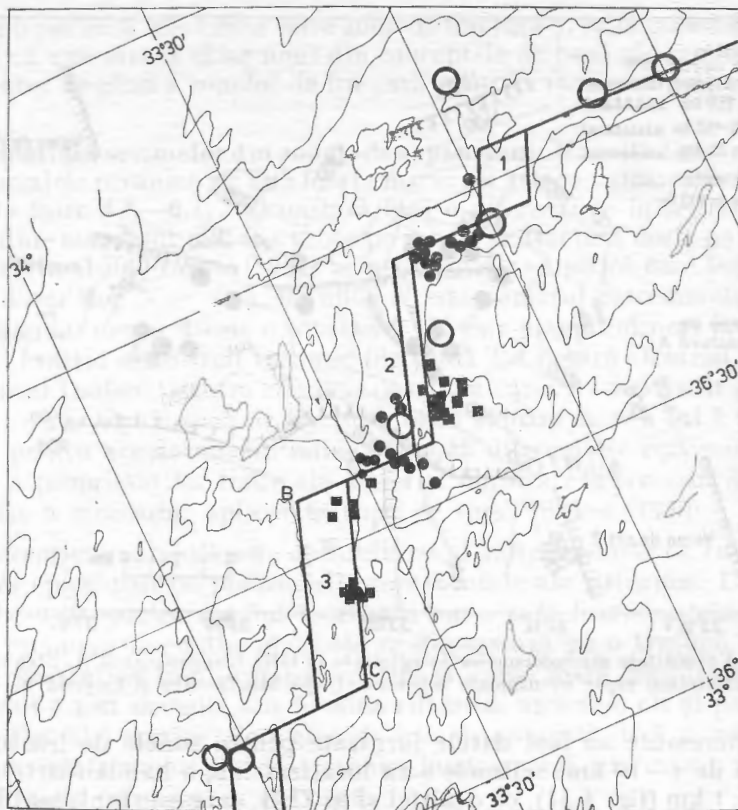


Fig. 4.30 — Seismicitatea în zona FAMOUS. Cu puncte, microseisme locale cu acuratețe de 2 km; cu patrate, microseisme locale cu acuratețe de 0,5 km; cu cercuri mari, seisme survenite în intervalul 1961–1972, localitate teleseismică cu acuratețe de 20 km; cu linii groase, marginile plăcilor în rifturi și pe faliile transformante (După Macdonald și Luyendyk, 1977).

ales în versantul de E al VR 2 și în zona văii centrale în VR 3. (4) Înregistrări cu seismografe plasate pe fundul oceanului în 1973 (Francis et al., 1977), care au evidențiat o activitate la est de VR 1 și pe o falie transformantă mai la nord de ZFA. Din toate aceste date (fig. 4.30), uneori contradictorii, se pot trage unele concluzii de ordin general.

Dacă nu a existat o eroare sistematică (de exemplu de amplasare a locațiilor) înseamnă că în anul 1973 în VR 2 (dar și în VR 1) a existat o activitate tectonică în versantul de V, în timp ce în 1974 în aceiași VR 2 (dar și în VR3) activitatea s-a concentrat exclusiv în versantul de E. Să însemne această o alternanță a activității pentru compensarea bilaterală a expansiunii?

Deși microseismele nu au permis o precizare a marginii plăcilor în cadrul văilor de rift, un element este semnificativ: seismele din zonele de fractură se termină brusc în dreptul axei văilor de rift adiacente, ceea ce înseamnă că zona de acrețiune este îngustă, de 1–2 km, chiar dacă valea de rift este largă. Pe de altă parte, microseismele s-au plasat pe primele trepte ale pereților interiori ai văilor, ceea ce vine să confirme că ele se datoresc mai curînd începutului ridicării blocurilor laterale pe falii decît dinamicii proceselor de intruziune.

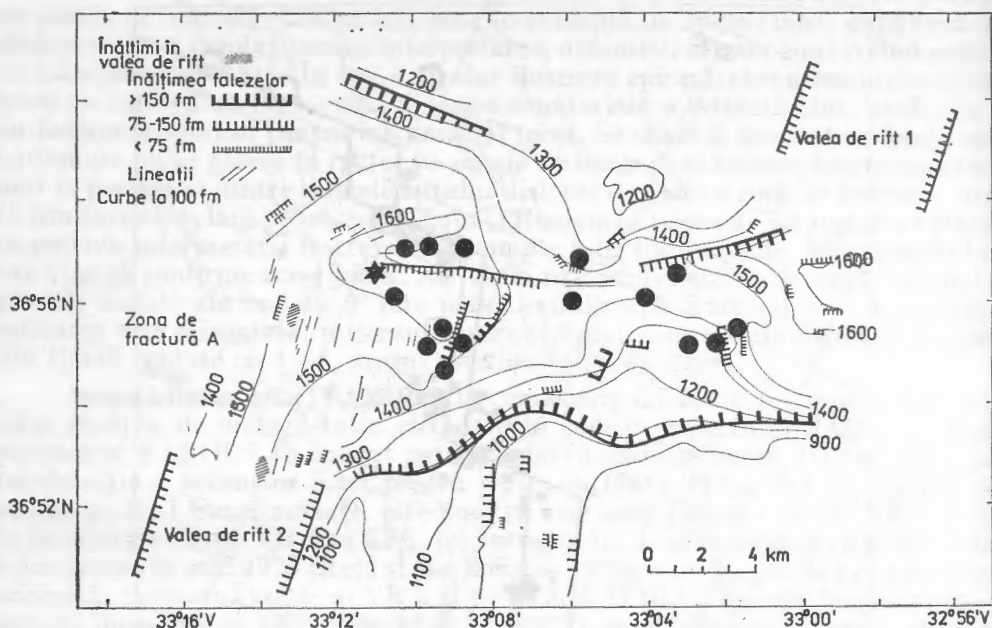


Fig. 4.31 — Epicentrele microseismelor înregistrate în falia transformantă A. Steaua indică un roi de minimum șapte evenimente seismice (După MacDonald și Luyendyk, 1977).

Mai interesante au fost datele furnizate pentru zonele de fractură. Astfel, în ZFA, lată de 4—10 km, seisme s-au localizat într-o bandă foarte strîmtă, de mai puțin de 1 km (fig. 4.31), ca de altfel și în ZFB, care este mult mai lată. Direcția generală a fracturilor este N84°V dar microseisme s-au aliniat pe direcția N70°V. Planele seismice sînt astfel perpendiculare pe axa de expansiune, fiind realmente falii transformante, în lungul cărora are loc mișcarea diferențială dintre plăci. Dar oblicitatea față de elementele morfologice ale zonelor de fractură arată

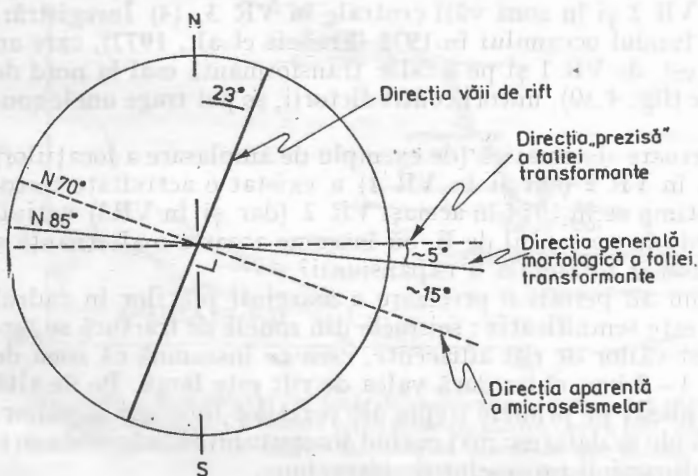


Fig. 4.32—Orientarea elementelor structurale în zona FA-MOUS. Se observă perpendicularitatea direcției microseismelor pe direcția văii de rift și oblicitatea faliei transformante (După Ramberg et al., 1977).

că nu există o perfectă identitate între zona de fractură și falia transformantă. S-ar părea astfel că este atacat chiar unul din conceptele de bază ale geometriei expansiunii, valoarea de ghid a zonelor de fractură pentru calcularea polilor de mișcare (fig. 4.32).

Magnitudinea seismelor din zonele de expansiune. Magnitudinea cutremurelor legate de dorsalele oceanice nu este foarte mare: nu atinge valoarea 7, iar frecvența maximă este între 5,8—6,1. Se constată însă o diferențiere în sensul că seismele de magnitudine mare sînt mai frecvente pe zonele de fractură decît pe rifturi. Faptul a fost exprimat de Francis (1968) printr-o relație empirică care leagă frecvența de magnitudine: $\log N = A + b \cdot M$, unde N este numărul cutremurelor de magnitudine M sau mai mare, A este o constantă, M este magnitudinea, iar b o valoare variabilă în funcție de mediul tectonic (de pildă 1,4 pentru Oceanul Atlantic 1,3 pentru Oceanul Indian). Pentru seismele de rift valoarea b s-a dovedit a fi mai ridicată decît pentru cele de zonă de fractură, ori o valoare mare a lui b înseamnă un N mai mic pentru aceeași magnitudine. Această diferențiere este probabil o consecință, fie a proprietăților fizice ale materiei implicate în procesul de generare a seismelor, fie a stressului aplicat în zona de sursă (Sykes, 1970).

O diferențiere notabilă este de subliniat și între seismele de rifturi oceanice și cele ce au epicentrul pe prelungirile continentale ale rifturilor. Dacă în cazul rifturilor oceanice epicentrele sînt localizate într-o zonă foarte restrînsă, doar cîțiva km, în prelungirile continentale ele se dispersează pe o lărgime de mai bine de 100 km, prezentînd ramificații secundare și o mai mare complexitate a distribuției. Faptul a fost dovedit atît în zona rifturilor africane, cît și pe prelungirea siberiană a Dorsalei arctice. Este greu de spus deocamdată dacă această diferențiere este o consecință a unor procese tectonice fundamentale diferite sau a unui raport diferit ca grosime între manta și crustă.

O direcție modernă de cercetare în tectonică este cea de determinări naturii stressului sub care se află o anumită zonă, adică dacă ea este supusă unei compresiuni sau unei extensiuni (întinderi). Determinările pot fi efectuate direct, prin măsurători, sau prin interpretarea datelor seismice. Aplicată la marginea de acrecțiune a plăcilor metoda determinării naturii stressului a arătat că lîngă asemenea margini plăcile se află sub extensie, rezultat destul de ciudat dacă ținem seamă de faptul că prin adăugarea neîncetată de nou material venit din astenosferă ar trebui să se creeze o stare de compresiune. Este adevărat însă că determinările se referă numai la partea superioară a plăcilor, fără să știm care este situația mai în adîncime. Existența unei diferențieri termice pe verticală lasă să se presupună apariția unui stress care să se adauge celui determinat de ridicarea astenosferei. De aceea nu este exclus ca în ansamblu marginea plăcilor să se afle sub compresiune ca medie și doar partea superficială sub un stress extensional (Le Pichon et al., 1973).

În ce privește situația plăcilor dincolo de margine, spre mijlocul lor, Hast (1969) a determinat în Islanda și pe marginea de est a părții nordice a Atlanticului, prin măsurători directe, o stare de stress compresiv, iar Mendiguren (1971), prin interpretarea mecanismului focal al seismelor, tot o stare de stress compresiv în mijlocul Plăcii Nazca. Aceste date ar lăsa să se presupună că plăcile se află, dincolo de margini, sub stare compresivă, dar acest rezultat trebuie verificat cu date mai numeroase.

6. Expansiunea și magnetizarea crustei oceanice.

După ce Vine și Matthews au elaborat în 1963 teoria prin care legau inversiunile de câmp magnetic cu anomaliile de intensitate magnetică observate pe fundul oceanelor, teorie care a acreditat pe deplin ipoteza expansiunii oceanice, ridicările magnetometrice pe oceane au luat un mare avânt. De peste tot s-a semnalat aceeași imagine cartografică, o alternanță de benzi de intensitate magnetică diferite, paralele cu rifturile oceanice; benzi care au fost datate în vârste absolute și care au fost intens folosite pentru analiza dinamicii fundurilor oceanice. Deși linițiile magnetice sînt expresia cea mai ușor sesizabilă a procesului de formare a crustei oceanice noi, ele au fost mai puțin utilizate pentru rezolvarea unor chestiuni fundamentale, cum ar fi locul, extinderea, grosimea și compoziția rocilor purtătoare a magnetismului remanent, accentul punîndu-se pe factorul timp, răspunzîndu-se mai ales la întrebarea, cînd a luat naștere această crustă. Doar în ultimul timp au început cercetări intensive și în celelalte direcții și aceasta de cînd au fost puse la punct noi tehnici de investigație. Astfel, pe lângă înregistrările efectuate cu magnetometre cu precizie protonică de la suprafața oceanului, cu ajutorul cărora se determină magnetizarea totală a întregii pături de roci magnetizate și anomaliile de mare lungime de undă, acum sînt efectuate înregistrări cu magnetometre imersate și tracționate aproape de fundul oceanului, care oferă o imagine asupra magnetizării elementelor de relief de lungime de undă medie (200—1 000 m). Datele astfel obținute suferă o prelucrare complicată. Într-o primă analiză este calculat câmpul magnetic în lungul traseului (Atwater și Mudie, 1973), apoi valorile sînt preluate și în sus pînă la un nivel deasupra întregului relief (Parker și Klitgord, 1972). Se efectuează apoi o inversiune după o metodă pusă la punct de Parker și Huestis (1974) și se utilizează eventual o transformare Fourier sau se filtrează datele prin diferite metode. Scopul acestei prelucrări este obținerea unei mai bune rezoluții a variațiilor decît se poate obține cu datele de la suprafață, ceea ce permite o separare a diferitelor componente responsabile pentru magnetizarea totală.

În sfîrșit, prin perfecționarea metodelor de dragare prin forajele de mare adîncime, precum și prin recoltarea de eșantioane cu submersibilele, se pot realiza și măsurători directe pe roci, care pun în evidență raportul dintre intensitatea magnetică și natura mineralogică și chimică a rocilor responsabile de magnetism.

Dar, ca aproape totdeauna în știință, după o perioadă de entuziasm, cînd se pare că totul este limpede și ușor explicabil, urmează perioada de acumulare de date ce introduc variații, excepții și cînd imaginea inițială, clară, se tulbură. Acesta este și stadiul în care se află interpretarea datelor de magnetism a fundului oceanic deoarece s-a constatat că ceea ce s-a interpretat ca alăturare de prisme magnetizate alternativ, în câmp normal și inversat, este în realitate mult mai complicat. Astfel, în valea centrală de rift a Atlanticului apare un mare număr de inversiuni, acolo unde nu ar trebui să fie decît roci magnetizate în câmp normal; apoi în secțiunea verticală a stratului magnetizat apar inversiuni inexplicabile, iar în alte locuri înclinarea magnetică este pe mari distanțe total diferită de cea așteptată (Hall, 1976). Acestea, precum și alte probleme de detaliu sînt în studiu, mai ales în cadrul amplului program de foraj de adîncime IPOD, care va aduce fără îndoială lămuririle necesare. Pînă atunci datele de magnetism rămîn unul din puternicile instrumente de lucru pentru stabilirea vârstei și dinamicii fundurilor oceanice și, prin aceasta, a procesului de expansiune.

În cele ce urmează nu ne vom referi la metodologia utilizării linițiilor magnetice pentru aprecierea mișcării globale a plăcilor și, implicit, calculul derivei

continentelor, elemente ce au fost prezentate în capitolul 3, ci ne vom concentra asupra problemelor legate direct de magnetizarea crustei oceanice. Deoarece zonele de acreciune sînt de fapt laboratorul în care se plămădește magnetizarea crustei oceanice, aceasta în ansamblu ne poate oferi informații asupra evenimentelor ce au loc în rift. Este motivul pentru care nu vom restrînge analiza noastră strict la zonele de acreciune ci ne vom referi la crusta oceanică în ansamblu, încercînd să extragem maximum de informații pentru procesele de acreciune.

Suportul mineralogic al magnetizării. Pentru a se cunoaște care parte din crustă reprezintă suportul mineralogic al magnetizării este necesară extragerea directă de eșantioane din fundul oceanului. Astăzi există o bogată colecție de eșantioane de roci extrase din oceane, fie prin dragare, fie, mai ales, prin forajele de mare adîncime (DSDP și IPOD) dintre care cîteva au atins substratul bazaltic, ceea ce permite tragerea unor concluzii importante.

Dintre cele două serii de minerale responsabile pentru magnetizarea rocilor, seria magnetit-ulvospinel, cu faza solidă de amestec denumită titanomagnetit, și seria hematit-ilmenit, cu faza solidă de amestec denumită titanohematit, s-a constatat că în rocile oceanice nu este prezentă decît prima. Fiind o fază de amestec, titanomagnetitul are proporții variabile de magnetit și spinel, avînd ca atare și proprietăți diferite, în funcție de proporțiile amestecului. Astfel, ulvospinelul fiind paramagnetic la temperatura camerei și antiferomagnetic la temperaturi înalte, cu creșterea conținutului în ulvospinel punctul Curie pentru titanomagnetit scade. Din această cauză punctul Curie al eșantioanelor de bazalte oceanice este variabil, oscilînd între 200°—400°C, unele eșantioane avînd chiar punctul Curie inițial la 550°C (Lowrie, 1974). Titanomagnetitul prezintă în toate eșantioanele treceri spre forma de oxid (γ — Fe_2O_3) denumită maghemit care este de asemenea un purtător al magnetizării.

Granulele purtătoare ale magnetizării sînt scheletale, ca urmare a răcirii rapide și de dimensiune variabilă: au fost menționate diametre de 100 μ sau chiar și mai mari (Ade-Hall, 1974), dar cele mai frecvente sînt de ordinul de mărime a 10 μ , iar uneori de 1 μ . În ce privește structura magnetică, în general predomină granulele de domeniu unic (single domain grain). Astfel, din 46 eșantioane studiate din croaziera DSDP 37,44 au prezentat granule de domeniu unic, un eșantion a fost de ordinul de mărime superparamagnetic, și un alt eșantion, de peritotit, a prezentat particole de domeniu multiplu (multidomain grain) (Murthy et al., 1976). În eșantioanele din DSDP croaziera 34, deși granulele din 31 eșantioane au fost de mari dimensiuni (peste 100 μ) s-a dovedit că ele nu au o structură de domeniu multiplu ci sînt în realitate acumulări de particole fine predominant superparamagnetice care au devenit stabile în domeniu unic la temperaturi scăzute. Alte 15 eșantioane au prezentat granule mai fine cu o structură inițială de domeniu unic (Deutsch și Pätzold, 1976).

În perimetrul FAMOUS eșantioanele colectate au arătat că suportul material al magnetismului sînt granule de titanomagnetit de 1—30 μ cu forme scheletale, cu grade variate de oxidare.

În definirea caracterului magnetic al crustei oceanice un rol important revine oxidării mineralelor magnetice. După cum am amintit, forma de oxidare a titanomagnetitului este maghemitul, un oxid care apare la temperaturi joase. Acesta, precum și procesul de oxidare al bazaltelor, a făcut obiectul unor numeroase și detaliate studii (O'Reilly și Benarjee, 1967; Wilson și Watkins, 1967; Larson, 1970; Ade-Hall et al., 1971; Johnson și Merrill, 1973; Butler, 1973; Richards et al.,

1973; Ozima et al., 1974; Prévot și Gromée, 1975; Ade-Hall, 1975; Bleil, 1976). Maghemitizarea a fost definită printr-un parametru z , a cărui creștere indică o creștere a oxidării și concomitent, o reducere a saturației magnetice și ca atare o diminuare a intensității magnetismului termoremanent. Este drept că prin oxidare ia naștere un nou mineral, dar efectul de magnetism remanent chimic este foarte slab și nu ecranează pe cel termoremanent.

Studiul carotelor extrase pe Dorsala medio-atlantică au pus în evidență (Bleil, 1976) o creștere a lui z cu adâncimea, ceea ce a dus la elaborarea unui model simplu al structurii magnetice a crustei oceanice care pune în evidență descreșterea intensității magnetice odată cu creșterea vârstei. Deși încă nu există criterii pentru aprecierea cantitativă a maghemizării în stabilirea efectelor magnetice globale, este clar că ea duce la pierderea treptată a informației stocate în mineralele feromagnetice pînă la stingerea ei totală. Așa se explică de ce crusta oceanică de vîrstă cretacică prezintă liniații magnetice greu detectabile.

Intensitatea magnetizării crustei oceanice. Singurul parametru perfect măsurabil al magnetizării crustei oceanice este intensitatea totală. Ea este determinabilă ca valoare globală prin măsurători efectuate de la suprafața oceanului sau la nivelul fundului cu ajutorul magnetometrelor imerse și ca valori punctuale, pe eșantioane. Prima încercare de a deduce intensitatea magnetizării după măsurătorile de anomalii magnetice de la suprafața oceanului au fost întreprinse pe Dorsala Reykjanes (Talwani et al., 1971). Prin corelarea amplitudinii anomaliilor cu elementele de relief a fost dedusă o intensitate a magnetismului remanent natural (MRN) de 30×10^{-3} Gauss pentru blocul cu polaritate normală din zona centrală a dorsalei unde se află un maxim. Valoarea a fost confirmată de determinări pe eșantioane din aceeași zonă care au prezentat valori de $20-50 \times 10^{-3}$ Gauss. La o distanță de 75 km de axa dorsalei (în zona anomaliei negative 4), intensitatea MRN a fost de 12×10^{-3} Gauss, iar la o distanță de 100 km (pe anomalia 5) de 7×10^{-3} Gauss. Dacă se ia o medie de 12×10^{-3} Gauss, pentru satisfacerea amplitudinii anomaliilor măsurate trebuie admisă o grosime a stratului magnetizat de 400 m.

Pe Dorsala Gorda, Atwater și Mudie (1973) au obținut, prin măsurători cu magnetometre imerse și prin interpretarea anomaliilor de mică lungime de undă, intensități de $5-10 \times 10^{-3}$ Gauss, deducînd o grosime a stratului magnetizat de 500 m. Studii asemănătoare, efectuate pe alte dorsale (Klitgord et al., 1975) au dus la valori de $5-15 \times 10^{-3}$ Gauss pentru o crustă de 500 m grosime la o distanță corespunzînd vîrstei de 3 milioane ani.

Determinările de intensitate efectuate pe eșantioane dragate se încadrează în aceleași valori. Astfel, 313 eșantioane dragate în diverse oceane au dat o medie (aritmetică) de $14,4 \times 10^{-3}$ Gauss. Măsurătorile efectuate pe carote oferă în schimb o imagine diferită. Un număr de 301 eșantioane obținute din carotele DSDP au dat o medie de $4,04 \times 10^{-3}$ Gauss. Detaliate pe oceane, valorile pe carote oscilează între 4,17 și 4,69 pentru oceanele Indian, Pacific și Atlanticul de Nord, dar numai 1,21 pentru Atlanticul de Sud și 2,45 pentru Oceanul Antarctic (Lowrie, 1977).

Și pentru eșantioanele dragate se constată o descreștere a intensității cu distanța față de axa de expansiune. Un profil transversal peste Dorsala atlantică la 45°N , a dat valori de MRN extrem de mari în rift ($30-100 \times 10^{-3}$ Gauss), cu o scădere rapidă laterală, ajungînd la 20 km de axă, la 6×10^{-3} Gauss (Irving et al., 1970).

Grosimea și structura stratului oceanic magnetizat. Un parametru interesant pentru descifrarea procesului de acrețiune este grosimea stratului magnetizat. În

lumina teoriei expansiunii fundului oceanic, magnetizarea trebuie să aibă loc pe întreaga grosime a crustei noi formate în centrul de acrețiune, intensitatea trebuind să reflecte câmpul magnetic din momentul în care, răcindu-se, magma trece prin punctul Curie fixându-l în roca consolidată. Intensitatea totală, care este măsurată la nivelul suprafeței oceanice, depinde de grosimea stratului magnetizat, corelația fiind directă. Pe de altă parte, relieful fundului oceanic este neregulat, diferențele de nivel determinând variații de magnetizare de mică lungime de undă. Cu cât stratul magnetizat este mai gros, cu atât variațiile impuse de relief sînt mai estompate astfel că, plecînd de la măsurătorile de suprafață, care înregistrează variațiile de mare lungime de undă, se poate calcula care trebuie să fie grosimea stratului magnetizat ca să fie anihilate variațiile de mică lungime de undă. Cu această metodă, după cum am arătat, Talwani et al. (1971) au găsit pentru Dorsala Reykjanes o grosime de 400 m, Atwater și Mudie (1973), pentru Dorsala Gorda o grosime de 500 m, iar pentru Dorsala atlantică la locațiile de foraj profund 334 și 335, au fost deduse grosimi de 570 și 820 m (JOIDES, 1975).

Obiecția care se poate aduce metodei este faptul că presupune un strat magnetizat uniform, ori, din cauza răcirii mai lente a magmei, este de presupus că în adîncime granulele magnetizate sînt mai larg cristalizate, avînd în mod corespunzător o magnetizare mai slabă (Marshall și Cox, 1971). De asemenea se ignoră posibilitatea existenței în adîncime a unor corpuri intrusive care pot mări intensitatea magnetizării (Cox et al., 1972).

Pentru perimetrul FAMOUS s-a recurs la măsurătorile de intensitate efectuate direct pe fundul oceanic, care au fost comparate cu datele obținute din determinarea intensității magnetice pe eșantioane dragate (Macdonald, 1977). În fig. 4.33 sînt prezentate variațiile intensității magnetice (în unități electromagnetice pe m^3) în funcție de distanța față de axul de expansiune, exprimată în vîrste. Diversele linii pline indică grosimea pe care ar trebui să o aibă stratul magnetizat pentru a satisface intensitatea magnetică măsurată pe fundul oceanic (exprimat prin patru bare, cu limitele de variații). Linia întreruptă exprimă intensitatea determinată plecînd de la eșantioane colectate în apropiere (Irving, 1970). După cum se vede, cea mai bună suprapunere este obținută cu o grosime de 700 m strat magnetizat.

Plecînd tot de la măsurători efectuate pe fundul oceanic cu aparatură imersă, Huestis și Parker (1977) au aplicat o teorie a valorilor „extreme” considerînd că pentru a obține o aceeași valoare a intensității magnetice, se poate considera un strat subțire puternic magnetizat sau un strat gros slab magnetizat. Luînd în considerare limita superioară a intensității se poate determina valoarea minimă, extremă, a grosimii stratului. Calculul practic a fost efectuat cu o programare liniară

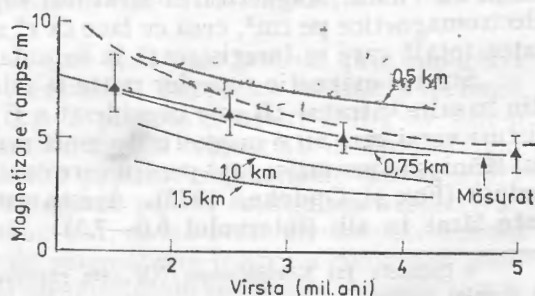


Fig. 4.33 — Descreșterea intensității magnetizării cu vîrsta crustei oceanice, determinată prin magnetometre tracționate aproape de fund (linie groasă cu patru bare de erori standard) și determinată pe bază de eșantioane dragate (linia întreruptă). Cu linii pline subțiri: magnetizarea rezultată din calcul pentru strate groase de 1,5 km; 1,0 km; 0,75 km și 0,5 km. Grosimea de 0,75 km satisface cel mai bine magnetizarea efectivă (După MacDonald, 1977).

aplicată la două seturi de măsurători. Unul obținut pe profile transversale pe Dorsala Galapagos a dat o grosime de 450 m iar celălalt, bazat pe profile transversale pe Dorsala pacifico-antarctică la 51°S, a dat o grosime probabilă de peste 1 000 m.

Oarecum în dezacord cu datele de mai sus se află cele în care au fost utilizate și măsurători de magnetizare pe roci. Astfel, în Atlanticul de Sud o traversare peste dorsala a evidențiat o amplitudine extrem de mică între anomaliile magnetice (250 gamma între extreme). Or, și eșantioanele extrase prin forajele DSDP au arătat o magnetizare remanentă naturală scăzută, capabilă să explice amplitudinea scăzută numai dacă se consideră că stratul magnetizat are 2,5 km grosime, adică cît întregul strat 2A.

În legătură cu grosimea stratului magnetizat se pune problema dacă el este un strat omogen sau are o structură magnetică diferită. După ce mult timp s-a considerat a fi un strat unic, cu caracteristici magnetice omogene, în ultimul timp există tendința de a i se atribui o structură mai complicată. Forma anomaliilor magnetice oceanice este dependentă de variația magnetizării pe orizontală, dar și pe verticală, în modelele simple stratul magnetizat fiind considerat de grosime și intensitate a magnetizării egală. La schimbarea de polaritate se admite că trecerea se face într-o zonă de tranziție îngustă și verticală, care, în profil vertical, trebuie să aibă un aspect simetric. Ori, determinările de detaliu au arătat că există o discrepanță între aspectul teoretic, dedus prin calcul și cel real, în sensul că zonele de tranziție nu sînt verticale și că cele două zone de tranziție care delimitează un bloc sînt asimetrice (Cande, 1976). Pentru explicarea acestei aparente anomalii s-a presupus că stratul magnetizat este compus în realitate din două pături cu magnetizate diferite. Astfel, Cox et al., (1972) și Blakely (1976) au considerat că stratul superior este mai intens magnetizat decît cel inferior, dar cu timpul (aproximativ în 60 milioane ani) intensitatea magnetică se egalizează în cele două strate. Cu această presupunere se explica încă un fapt, aparenta lărgire cu timpul a zonelor de tranziție de la un bloc polarizat normal la altul magnetizat invers. Se pare însă că lărgirea zonei de tranziție este un fenomen ce apare doar în crusta de cel mult 10 milioane ani, după care ea rămîne constantă, fapt pentru care nu mai trebuie presupusă o egalizare a magnetizării între cele două strate.

Ținînd seama de cele de mai sus, Cande și Kent (1976) au propus un alt model cu două strate magnetizate. Stratul superior are o grosime de circa 500 m și este constituit din bazalte răcite rapid, cu o puternică magnetizare, cu o bună stabilitate magnetică și cu o predominare a magnetizării remanente asupra celei induse (indicele lui Königsberger cu valoare mare)*. Zonele de tranziție între polarități diferite sînt înguste și verticale, fapt pentru care în acest strat se păstrează înregistrate evenimentele de schimbare de polaritate de durată scurtă. Aici are loc și o puternică circulație hidrotermală ce face ca intensitatea magnetizării să scadă cu vîrsta. Magnetizarea stratului superior este de ordinul a 0,007 unități electromagnetice pe cm³, ceea ce face ca el să contribuie cu aproape 3/4 la intensitatea totală care se înregistrează la suprafață.

Stratul magnetic superior poate fi asimilat cu stratul seismic 2A, constituit din bazalte. Stratul 2B este considerat a fi format din metabazalte în faciesul de sisturi verzi care au o magnetizare mult mai redusă, stabilitate redusă și indice a lui Königsberger mic, fapt pentru care contribuția sa la magnetizarea totală este redusă (Fox și Opdyke, 1973). Acesta este motivul pentru care în fig. 4.34 el este lăsat în alb (intervalul 6,0—7,5).

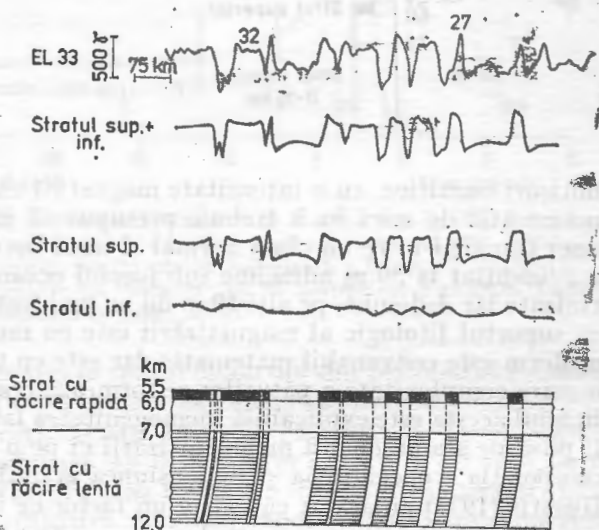
* Indicele lui Königsberger (Q) este raportul dintre intensitatea magnetizării remanente și a celei induse.

Stratul inferior este presupus a avea minimum 4,5 km grosime și el poate fi similar cu stratul seismic 3. El este constituit din intrusive bazice (gabbrouri, tagabbrouri și metadolerite) avînd o magnetizare mai slabă (un ordin de mărime mai mic decît bazaltele proaspete). Ca atare și indicele lui Königsberger este mai coborît. În acest strat răcirea făcîndu-se prin conducție, ea progresează foarte lent, încetinirea crescînd cu adîncimea. De aceea izoterma punctului Curie se va prezenta ca o linie oblică, cu înclinarea distal față de axa de expansiune. Un model simplu de răcire a acestui strat arată că la o adîncime de 4,5 km temperatura de 580°C a punctului Curie nu va fi atinsă decît după 500 000 ani de la punerea în loc în axa de acrețiune (rata de expansiune de 5 cm/an).

În cazul unei schimbări de polaritate, zona în care are loc schimbarea nu este pentru un anumit nivel mai mare de 0,5 km dar, avînd în vedere oblicitatea izotermei Curie, în proiecție la suprafață zona de inversiune va acoperi o lățime de 25 km (fig. 4.34).

Modelul propus de Cande și Kent a fost testat cu diverse proporții de participare a celor două strate, constatîndu-se că la o contribuție mai mare de 2/3 a

Fig. 4.34—Model pentru explicarea oblicității anomaliilor magnetice prin admitere a două strate magnetizate. Sus, profil magnetic (EL 33) măsurat în Pacific în porțiunea anomaliilor 27—32. Pedesubt, profil calculat pentru două strate magnetizate cu intensități diferite, însumate și tratate separat. Jos, secțiune teoretică prin crustă pentru evidențierea celor două strate. Stratul superior are zonele de tranziție între blocurile magnetizate diferit aproape verticale și el contribuie cu trei pătrimi la magnetizarea totală. El este presupus a avea magnetizarea concentrată în primii 500 m și o intensitate de 10 ori mai mare decît a stratului inferior. Stratul inferior, mult mai gros, are zonele de separație între blocuri oblice (După Cande și Kent, 1976).



stratului superior se pierde efectul de oblicizare a zonei de tranziție de care răspunde stratul inferior (fig. 4.35).

Datele prezentate pînă acum sînt deduse mai ales teoretic prin modelări matematice și oferă o imagine coerentă și verosimilă. Din păcate realitatea de teren nu le confirmă și pune modelele în impas. Așa de pildă în croaziera DSDP 37 într-o locație amplasată pe flancul Dorsalei atlantice, au fost evidențiate mai multe complexe magnetice (Ade-Hall, 1975): (1) bazalte puternic magnetizate care prezintă o înclinare magnetică conformă cu cea așteptată pentru latitudinea respectivă; (2) un strat bazaltic subțire, puternic magnetizat, ce stă peste un complex de roci intrusive bazice și ultrabazice, suficient de magnetizate pentru a contribui substanțial la creșterea intensității totale; (3) un amestec de sedimente, bazalte și gro-

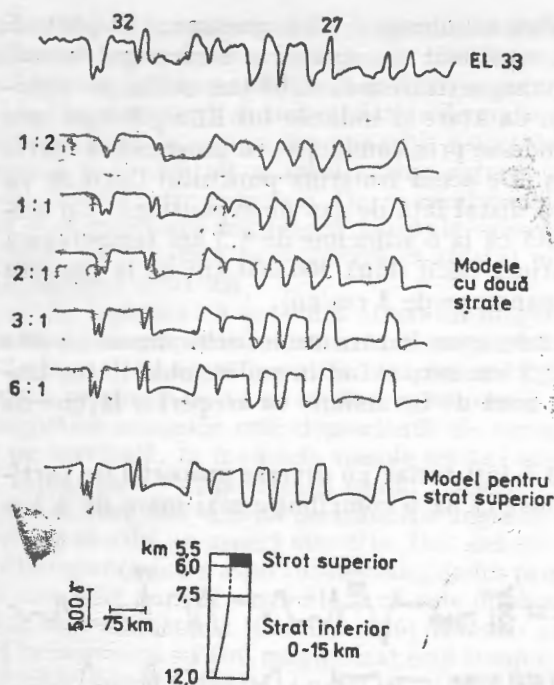


Fig. 4.35—Model cu două strate magnetizate cu diverse proporții de contribuție a celor două strate la magnetizarea totală. Se vede profilul EL 33 efectiv măsurat în zona anomaliilor 27—32; jos, un model cu un singur strat magnetizat; între ele, 5 variante cu diverse proporții, notate în stînga. Raportul 3:1 corespunde cel mai bine profilului măsurat (După Cande și Kent, 1976).

hotişuri bazaltice, cu o intensitate magnetică extrem de slabă și cu înclinări magnetice atât de mici încît trebuie presupus că magnetizarea a avut loc în timpul unei tranziții între un câmp normal și unul inversat. O altă locație din apropierea a evidențiat la 50 m adîncime sub fundul oceanic, gabbrouri și peridotite serpentinizate iar dedesubt, pe alți 50 m nu au mai fost găsite bazalte. Aceste fapte arată că suportul litologic al magnetizării este cu mult mai complex și că un strat 2A uniform este convenabil matematic dar este cu totul nereal și că trebuie contat pe o mare complexitate a păturilor ce formează crusta oceanică (Lowrie, 1977). Doar în felul acesta este explicabilă inhomogenitatea laterală a stratului 2A, care nu poate fi pusă pe seama doar a maghemitizării ci pe o diferențiere inițială în ce privește compoziția, concentrația și dimensiunea granulelor de titanomagnetit. Parker și Huestis (1974) au arătat că există un factor ce influențează distribuția orizontală a magnetizării, care nu produce un câmp observabil, dar care face ca variația pe baza inversiunilor de câmp magnetic să nu fie singură răspunzătoare de intensitatea și direcțiile magnetizării crustei oceanice. Ei au denumit acest factor „anhilizator magnetic”, un termen care de fapt nu exprimă deocamdată un fapt fizic, dar cu care se poate opera în modelele matematice. El pune în real pericol întreaga teorie a legării intensității de inversiunile magnetice, lăsînd totuși o porțiță de scăpare, că teoria se bazează pe anomaliile de mare lungime de undă în timp ce acest factor misterios operează în domeniul lungimilor mici de undă.

Scăderea magnetizării cu vîrsta. Un factor important în stabilirea caracterului magnetic al crustei oceanice revine faptului că intensitatea magnetică scade cu vîrsta. Am amintit anterior că procesul trebuie pus pe seama maghemitizării titanomagnetitului, pînă la dispariția totală a magnetizării. Admis la scară mare,

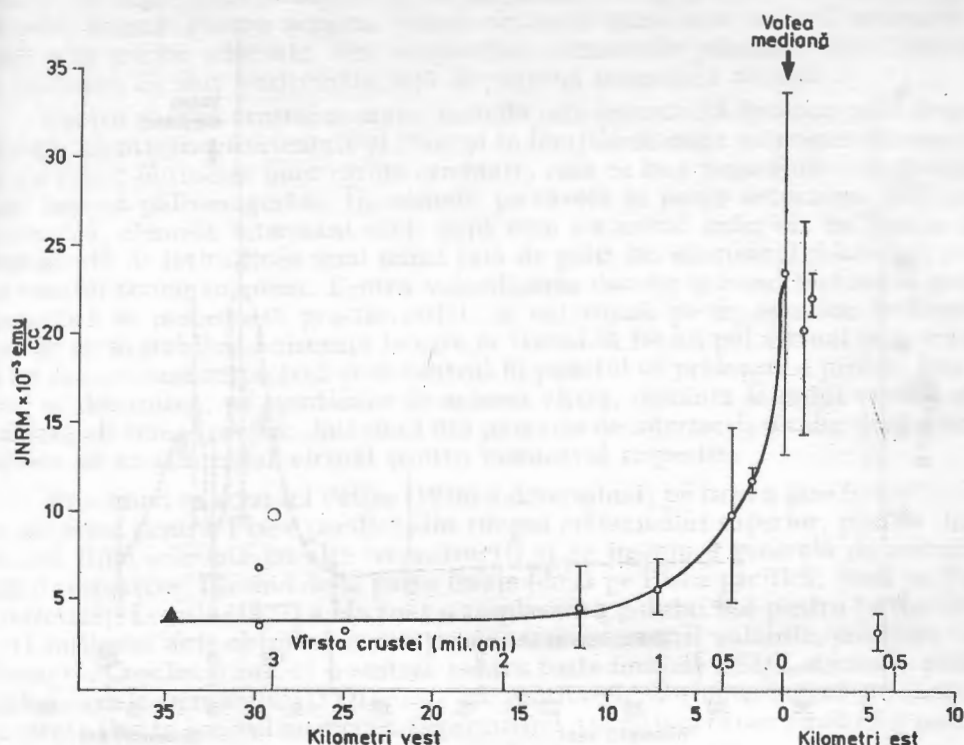


Fig. 4.36 — Intensitatea magnetizării în funcție de distanța de la axul văii de rift. Punctele cu bare de erori standard reprezintă medii pentru o locație; punctele fără bară sînt medii pe eșantioane dragate; triunghiul este media pentru partea superioară a forajului DSDP 332; săgeata indică media pentru eșantioanele din valea de rift în perimetrul FAMOUS (După Johnson și Atwater, 1977).

procesul a fost studiat în mare detaliu în cadrul lucrărilor din perimetrul FAMOUS rezultatele fiind extrem de prețioase pentru extrapolarea datelor.

În Atlantic maximul magnetic se află în valea centrală din cadrul văii de rift, atît la latitudinea 45° (Carmichael, 1970, Irving et al., 1970) cît și la latitudinea 37° (Johnson și Atwater, 1977). În zona FAMOUS intensitatea descrește brusc pe primii 5 km (cam la 1/5 din valoarea maximă), apoi se stabilizează începînd din dreptul pereților interiori (fig. 4.36). Pentru a găsi o explicație a fenomenului trebuie recurs la un alt parametru, susceptibilitatea magnetică. Raportarea ei la distanța față de axa văii centrale (fig. 4.37) pune în evidență o variație mai complexă. În cadrul văii centrale valoarea susceptibilității, după un maxim corespunzînd munților centrali, scade la început brusc în dreptul șanțurilor adiacente, apoi crește puternic în dreptul pereților interni, pentru a scădea apoi din nou și a rămîne scăzută, cu o vagă tendință de creștere în munții ce mărginesc riftul. Variațiile acestea trebuie puse pe seama oxidării la temperatură joasă a mineralelor feromagnetice care determină o descreștere a intensității magnetice, dar o creștere temporară a susceptibilității în fazele incipiente de oxidare. În sfîrșit, un alt parametru luat în discuție este valoarea lui Q (indicele lui Königsberger), care reprezintă raportul dintre magnetizarea remanentă și cea indusă. Valoarea lui Q scade și ea

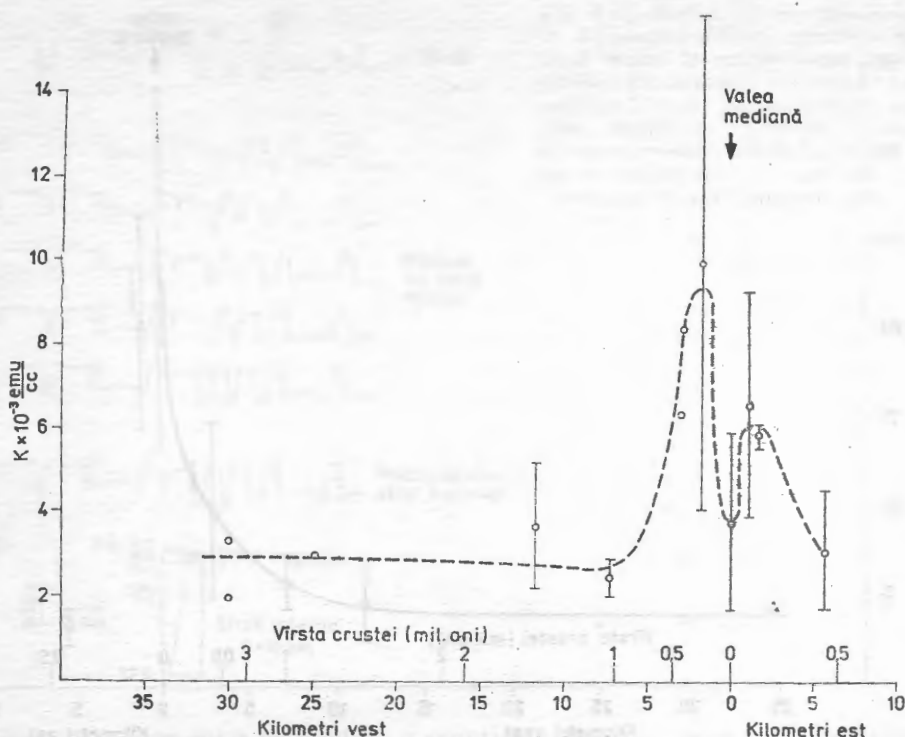


Fig. 4.37 — Susceptibilitatea de câmp slab în funcție de distanța de axul văii de rift. Punctele cu bare indică medii pentru o locație; punctele fără bare, determinări pe eşantioane dragate; săgeata indică media pentru eşantioanele din valea de rift a perimetrului FAMOUS. În unitățile de susceptibilitate volumul este redondant, dar el este astfel exprimat încît raportul Q să fie în unități adimensionale (După Johnson și Atwater, 1976).

brusc de la un maxim determinat pe eşantioane din zona axială, la valori reduse cu o treime în zona pereților interni, după o curbă asemănătoare cu cea din fig. 4.36, ceea ce înseamnă că în axa de expansiune magnetismul remanent domină magnetismul indus la rocile de la suprafață.

Scăderea intensității magnetice odată cu creșterea vârstei cruste oceanice este un fenomen care se reflectă și în valorile obținute prin măsurători de intensitate totală, nu numai pe eşantioane. Astfel, Macdonald (1977) a constatat că în VR3 din perimetrul FAMOUS în mai puțin de 0,6 milioane ani intensitatea scade la o zecime din valoarea inițială. În VR 2 scăderea este și mai rapidă. Astfel de scăderi sînt mai mari decît cele constatate pe cale experimentală de Marshall și Cox (1972), care au determinat că 0,7 milioane ani sînt necesari pentru ca alterația titanomaghemitică să avanseze într-un pillow cu 1 cm. Scăderea rapidă este explicată prin faptul că, începînd cu crusta de 0,6 milioane ani, în valea de rift și în pereții laterali apar numeroase fisuri și fracturi care permit o circulație intensă a apei oceanice ce determină alterarea bazaltelor.

Magnetizarea cruste oceanice și indicațiile paleogeografice. Unul din scopurile importante ale cercetărilor de paleomagnetism este precizarea poziției paleo-

grafice ale unui punct în raport cu un pol prezumtiv și poziția acestuia în raport cu polul actual. Pentru aceasta trebuie obținute eşantioane de roci orientate pe care, prin tratări adecvate, sînt evidențiate elementele paleomagnetice (direcție și înclinare) ce sînt poziționate față de rețeaua geografică actuală.

Pentru studiul crustei oceanice metoda este inoperantă deoarece prin dragaje se obțin eşantioane neorientate și chiar și în forajele de mare adîncime deocamdată nu s-a reușit obținerea unor carote orientate, ceea ce face imposibilă determinarea unui azimut paleomagnetic. În schimb, pe carote se poate determina înclinarea magnetică, element interesant căci, după cum s-a arătat anterior, înclinarea este dependentă de latitudinea unui punct față de polii din momentul dobîndirii magnetismului termoremanent. Pentru valorificarea datelor privind înclinarea paleomagnetică se procedează practic astfel: se determină pe-un eşantion înclinarea, față de ea se stabilește distanța la care ar trebui să fie un pol virtual și se trasează un cerc cu raza respectivă și cu centrul în punctul de prelevare a probei. Din alt foraj se determină, pe eşantioane de aceeași vîrstă, distanța la polul virtual și se trasează alt cerc. Teoretic, într-unul din punctele de intersecție a celor două cercuri trebuie să se afle polul virtual pentru momentul respectiv.

Precedînd în acest fel Peirce (1976) a determinat, pe baza a șase foraje DSDP, un paleopol pentru Placa pacifică din timpul cretacicului superior, poziția determinată fiind coerentă cu alte reconstrucții și cu imaginea generală de mișcare a plăcii respective. Plecînd de la patru foraje (două pe Placa pacifică, două pe Placa antarctică), Lowrie (1977) a efectuat o amplasare a polului sud pentru terțiar (38—41 milioane ani) obținînd o poziție din trei intersecții valabile, celelalte fiind aberante. Concluzia lui, ca o sinteză pentru toate forajele DSDP efectuate pînă la declanșarea programului IPOD, este că rezultatele obținute numai pe înclinări de carote sînt în general mediocre, nepermițînd o poziționare convenabilă a polului.

O altă metodă pentru valorificarea datelor de foraj este corelarea lor cu cele obținute din studiul paleomagnetic al eşantioanelor prelevate pe continente. Cu ajutorul acestora s-a putut elabora o imagine destul de precisă paleogeografică, cu determinarea poziției polilor în diversele momente ale istoriei geologice. Cunos-cînd apartenența unui punct de foraj la o anumită placă, se poate prezuma poziția polului pentru un anumit moment, pentru acea placă. Această poziție este apoi comparată cu paleolatitudinea determinată pe carote pentru a se vedea gradul de acoperire al rezultatelor. Procedînd în acest mod, Lowrie (1977) a obținut pentru forajele DSDP corelarea din fig. 4.38 în care sînt înscrise pe abscisă paleolatitudinile determinate prin reconstrucții paleogeografice, iar pe ordonată cele determinate pe carote. Barele orizontale reprezintă erori de $\pm 3^\circ$ rezultate din incertitudinea reconstrucțiilor, iar barele verticale erorile standard pentru valorile determinate pe carote. Linia întreruptă reprezintă o suprapunere ideală de date.

După cum se vede, deși există o dispersie a datelor, linia ideală reprezintă media valorilor obținute, ceea ce denotă o foarte bună corelare (coeficientul de corelare 0,912). Aceasta înseamnă că nu există o tendință a bazaltelor din foraje să prezinte o înclinare sistematică mai mare sau mai mică față de cea ideală, media devierilor fiind de 10° . Există însă cîteva valori ce ies din cadru și anume: loca-țiile 36 din Pacific și 333 din Atlantic care prezintă o deviere de 30° de la paleo-latitudinea așteptată, iar locațiile 265 de pe Placa antarctică și 319 de pe Placa Nazca prezintă o deviere de 20° . Aceste devieri nu pot fi atribuite unei greșeli de interpretare a forajelor deoarece testele de verticalitate ale acestora nu au arătat niciodată devieri mai mari de $2-5^\circ$.

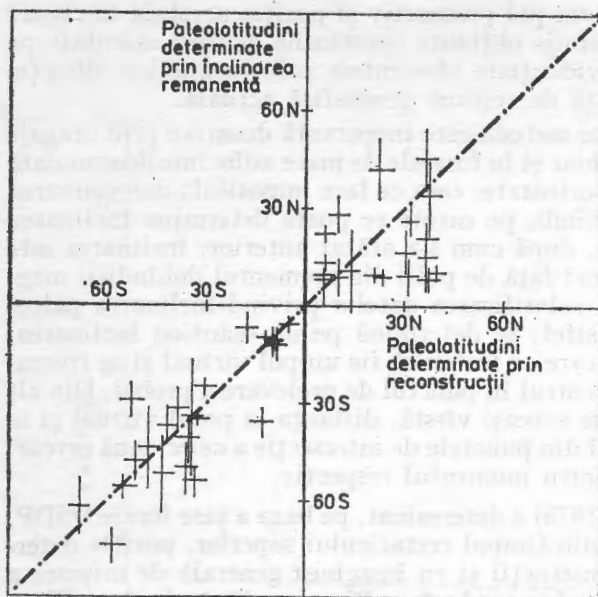


Fig. — 4.38 Paleolatitudini determinate după medii de înclinări remanente măsurate în diferite locații și raportate la valorile așteptate după reconstrucțiile paleogeografice. Barele verticale reprezintă erorile standard legate de determinările pe bazalte, barele orizontale reprezintă erori de $\pm 3^\circ$ asociate cu reconstrucțiile. În cazul unui acord perfect punctele ar trebui să cadă pe linia întreruptă, care reprezintă de fapt cea mai bună medie pentru punctele obținute (După Lowrie, 1977).

Pentru explicarea valorilor aberante de înclinare magnetică din carote au fost propuse diverse soluții între care menționăm: (1) datele sînt perturbate de magnetizări secundare, deși în acest caz dispersia nu ar trebui să se încadreze într-o corelare în general bună; (2) remagnetizări cu remanență coercitivă slabă în timpul forării, deși fenomenul apare mai greu în materiale cu granulație medie și mare, cum sînt bazaltele cercetate și care prezintă în general o puternică tendință de magnetizare termoremanentă; (3) remagnetizare chimică secundară puternică datorită maghemitizării, deși unii autori susțin că acest proces nu schimbă elementele inițiale ale cîmpului magnetic (Marshall și Cox, 1972); (4) în procesul de consolidare a magmei există o rotire între crusta unui element de pillow lava și conținutul care se menține lichid un timp mai îndelungat, și care poate dobîndi elementele paleomagnetice într-o poziție ulterioară consolidării crustei; (5) însăși blocul crustal forat a suferit rotații în timpul proceselor tectonice de formare a pereților laterali ai văilor de rift sau ulterior în timpul deplasării laterale a crustei.

În ultimele două cazuri fenomenele de rotire ar trebui să fie prezente numai în partea superioară a crustei oceanice, nu și în adîncimea ei, ori tocmai forajele croazierei 37, care au pătruns cel mai adînc au prezentat cea mai mare deviere de înclinare față de cea așteptată; (6) erorile de estimare paleogeografică sînt mai mari de $\pm 3^\circ$ dar, dacă pentru cîteva puncte aceasta este adevărat, în majoritatea cazurilor de discrepanță eroarea nu este mai mare de 6° ; (7) există o eroare în interpretarea înclinărilor determinate pe bazalte, în sensul că acestea au dobîndit caracterele paleoclimatice într-un timp extrem de scurt în care nu au fost compensate variațiile seculare ale dipolului terestru, ceea ce le conferă o componentă în plus, necunoscută, dar și în acest caz nu pot fi așteptate devieri prea mari.

Am insistat asupra dificultăților de interpretare a datelor privind înclinarea magnetică pentru a arăta că, deși există diverse posibilități de explicare, ele nu sînt suficiente și că în momentul de față sîntem încă în fața unor enigme pe care

teoria generală a lui Vine și Matthews nu le desleagă, dar care nici nu pun teoria însăși în primejdie.

Polaritatea magnetică a bazaltelor. Caracterul cel mai pregnant al crustei oceanice din punct de vedere magnetic îl reprezintă anomaliile liniare paralele cu axa dorsalelor și care, după cum s-a arătat anterior, sînt interpretate ca efectul modificării polarității cîmpului magnetic în decursul timpului.

Modul în care se utilizează aceste anomalii în stabilirea evoluției paleogeografice a globului a fost prezentat într-un capitol anterior. Aici vrem doar să prezentăm cîteva elemente legate de procesele din zonele de acrețiune.

Teoretic, în zona de acrețiune trebuie să ia naștere în timpul unui interval dintre două inversiuni o prismă de roci cu aceeași orientare magnetică, lîngă care se va adăuga, după inversiune, o prismă cu polaritatea inversă. O suprapunere de bazalte cu polarități diferite este de aceea incompatibilă cu teoria. Ori astfel de suprapuneri au apărut în forajele profunde DSDP din timpul croazierei 37 (Scientific Party, 1975). Astfel, în forajul 332 A, cu gaura de foraj situată într-o fișie de anomalie negativă, primii 80 m au avut bazalte cu polaritate normală, apoi următorii 130 m au avut polaritatea inversă iar pe ultimii 120 m au fost polarități amestecate, cu înclinări foarte mici. În forajul 332 B, situat doar la 100 m de precedentul, succesiunea a fost similară, dar înclinările au fost cu totul diferite, deși în mare se poate recunoaște (fig. 4.39) că schimbarea de polaritate se face printr-o scădere a înclinării și trecerea prin punctul O (Hall și Ryall, 1976, Hall, 1976).

Deși astfel de rezultate sînt cu totul deconcertante, există explicații posibile, și s-a invocat, fie o penurie de date care nu permite recunoașterea unei distribuții gaussiene în raport cu care să se stabilească poziția dipolului, fie fenomene de perturbare magnetică, fie intruziuni de corpuri geologice mai noi în stiva bazaltică. Nu explicațiile sînt importante în acest caz particular ci am vrut doar să atragem atenția asupra complexității problemelor, chiar și în acest domeniu ce părea atît de bine statuat, al utilizării inversiunilor magnetice.

Și în acest context, prezentăm în încheiere un exemplu, de data aceasta pozitiv, a modului în care anomaliile magnetice pot fi utilizate la descifrarea dinamicii de mare detaliu a unui teritoriu. Este vorba de zona FAMOUS în care au fost efectuate studii complexe, de magnetometrie de suprafață, de fund și pe eșantioane prelevate.

Corelînd datele obținute din măsurătorile de la suprafață (mai generale dar extinse pe un mare teritoriu), cu cele obținute din măsurători de fund, (foarte detaliate dar pe o suprafață restrînsă), Macdonald (1977) a identificat în perimetrul FAMOUS fișii de intensitate magnetică diferită, pe baza cărora a fost alcătuită (Ramberg et al., 1977) o hartă a anomaliilor magnetice (fig. 4.40). Anomaliile pozitive au fost interpretate ca zone de polaritate normală distingîndu-se epoca Brunhes (1) (care acoperă intervalul 0—700 000 ani), apoi în cadrul epocii inverse Matuyama, scurtul interval pozitiv Jaramille (acum 900 000 ani) și cel mai extins, Olduvai (2) (acum 1,8—1,9 milioane ani), urmat de epoca pozitivă Gauss (2') (între 2,5—3,4 milioane ani), iar în cadrul epocii inverse Gilbert diverse evenimente pozitive dintre care primele sînt notate cu 3'. Vîrstele astfel determinate au fost verificate cu cele stabilite direct pe eșantioane prin metode mineralogice (a se vedea mai departe), acoperirea datelor fiind foarte bună.

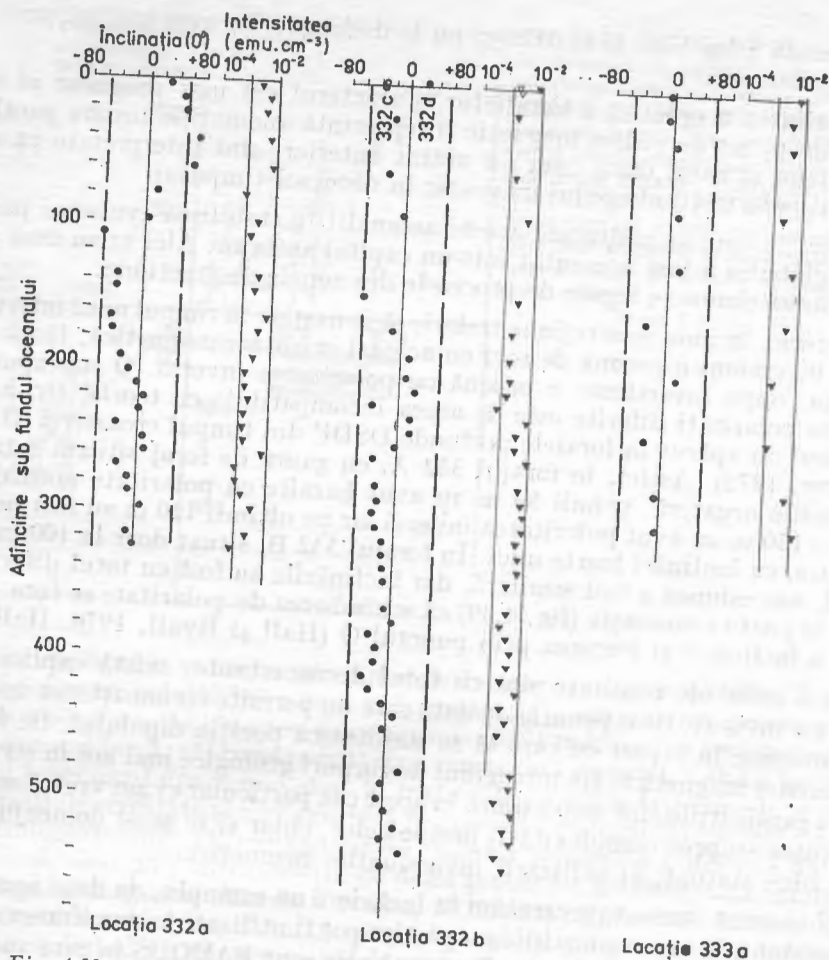


Fig. 4.39—Profile verticale de înclinări magnetice și de intensitate bazate pe medii obținute pe carote de 9,5 m lungime pentru trei locații forate în Oceanul Atlantic. Linile întrerupte indică înclinările dipolului ($\pm 56^\circ$) pentru latitudinea locației (După Hall, 1976).

7. Procesele magmatice și acrețiunea plăcilor.

Dintre toate procesele ce au loc în zonele de expansiune cele magmatice ocupă fără îndoială locul de frunte avînd în vedere că ele sînt cele care determină efectele termice, gravitaționale, magnetice și însăși acrețiunea plăcilor. În esență procesul constă din: (1) formarea unei topituri magmatice și acumularea ei într-o vatră undeva sub crustă; (2) formarea unor crăpături datorită mișcării divergente a plăcilor, care sparg acoperișul subțire și casant al vetrei; (3) ieșirea pe crăpături a lavei care, deși fluidă, curge doar pe o mică distanță din cauza răcirii rapide determinată de temperatura coborîtă a apei oceanice; (4) acumularea curgerilor care edifică „munți” ce sînt apoi purtați lateral și încorporați pereților văii de rift,

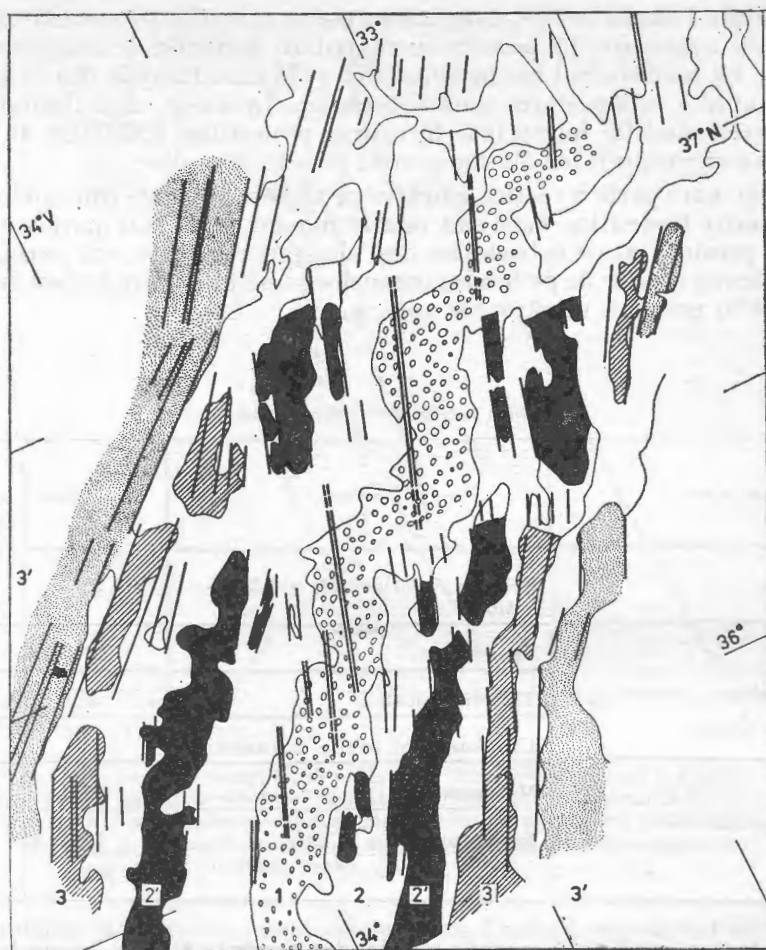


Fig. 4.40 — Harta anomaliilor magnetice din perimetrul FAMOUS. Anomaliile pozitive sînt cu semne. 1, Brunhes; 2, Olduvai; 2', Gauss; 3 și 3', Gilbert. Perechile de linii scurte indică punctele de inflexiune pe limitele anomaliilor inverse (După Ramberg et al., 1977).

sau în cazul dorsalelor fără rift, direct platoului somital; (5) diferențierea și consolidarea, concomitent cu extruziunea, a unei părți din magmă ce va genera roci intrusiv cumulate precum și injectarea magmei în dyke-uri cu compoziție variată datorită proceselor de diferențiere.

Din această scurtă parcurgere a proceselor legate de fenomenul magmatic în zonele de expansiune reiese complexitatea problemei și multitudinea de aspecte ce trebuie abordată: petrografice, morfologice și genetice.

Petrologia rocilor din zonele de expansiune. După cum s-a arătat într-un capitol anterior, magma dominantă pentru zonele de expansiune este cea tholeiitică care generează roci aproape fără să sufere o diferențiere. Tholeiitele din astfel de zone sînt denumite în general „tholeiite de dorsală” (*rise sau ridge tholeiits*). Dacă pînă nu de mult cunoașterea lor era redusă la informațiile furnizate de vulcanii

oceanici sau din Islanda astăzi, datorită amplelor investigații submarine, ele sînt destul de bine cunoscute. La aceasta au contribuit lucrările de dragare, dar avîntul cel mare l-a luat studiul lor începînd din 1973 cînd forajele din cadrul DSDP s-au axat mai ales pe cercetarea crustei oceanice. În sfîrșit, deși limitate ca zonă de investigație, studiile întreprinse în cadrul proiectului FAMOUS au permis o aprofundare a cunoașterii lor din numeroase puncte de vedere.

Cea mai mare parte a rocilor eruptive ce au fost obținute din fundurile oceanice sînt bazalte tholeiitice, care sînt relativ monotone. O mai mare varietate petrografică o prezintă rocile nebazaltice deși ele sînt cantitativ mai puține. Un calcul al abundenței rocilor de pe fundul oceanelor pune în evidență acest fapt. Engel și Engel (1970) prezintă următoarea apreciere:

Tabelul XV

Frecvența rocilor din crusta oceanică

Tip de rocă	Varietate	% de volum	% de volum numai pentru roci magmatice
Sedimente	Pelagice, continentale și cineritice	14	—
Roci magmatice	Tholeiite	50	58
	Tholeiite alcaline	0,5	0,6
	Ultrabazice și bazice intrusive	0,5	0,4
Roci metamorfice	Metabazalte	20	23
	Serpentinite	15	18
		100	100

Dacă ținem seama că metabazaltele sînt formate tot pe seama bazaltelor, rămîn ca roci nebazaltice doar 18,4% dintre rocile magmatice.

Intrusivele, care găsesc o largă tratare în toate lucrările privind petrografia crustei oceanice, sînt roci bazice (dolerite, gabbrouri și anortozite) și roci ultrabazice, peridotite (therzolite, harzburgite, wehlite, dunite). Interesul mare care le este acordat, în special peridotitelor, vine de la faptul că ele sînt considerate a proveni din manta, oferind posibilitatea de cunoaștere parțială a acesteia.

În afara alterației, care este prezentă la toate rocile ce au stat timp îndelungat expuse contactului cu apa oceanică, la unele roci se constată fenomene de transformare metamorfică, în faciesul prehnit-pumpelyitic, de șisturi verzi și amfibolitic. Acestea vor fi prezentate într-un capitol separat.

Bazaltele oceanice denumite și MORB (= Mid-ocean ridge basalts) sau OFB (= Ocean floor basalts) sau tholeiite abisale sînt reprezentate în cea mai mare parte prin sticlă bazaltică și în mai mică măsură prin roci porfirice micro- și criptocristaline. În acestea din urmă, într-o mezostază abundentă (24—90%) apar cristale de plagioclaz (An_{90-60}), piroxen (cel mai adesea augit diopsidic sau titanifer), destul de rar olivină, minerale opace (spinel, titanomagnetit, ilmenit,

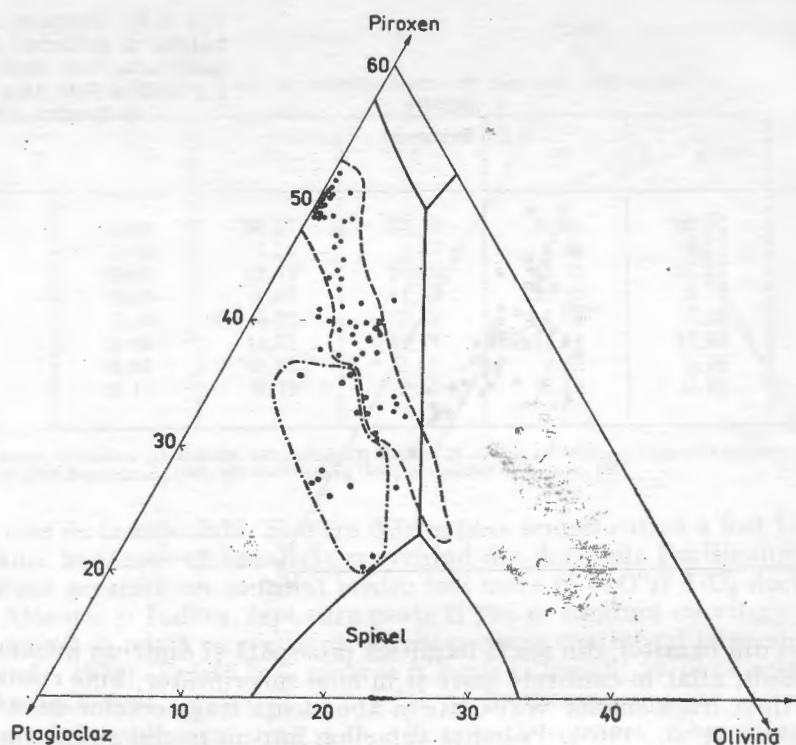


Fig. 4.41—Variația compoziției normative în piroxen, olivină și plagioclaz pentru bazaltele din forajele DSDP. Liniile pline reprezintă limite de faze; liniile întrerupte circumscriu datele din perimetrul FAMOUS; linia-punct delimitează eșantioane ce nu provin din zone de expansiune (După Bryan et al., 1976).

pirită, calcopirită) și vezicule, uneori abundente. Textura este destul de omogenă, cu variații pe verticală, păturile inferioare de bazalte fiind omogene, masive, cu granulație medie și structură intergranulară, în timp ce spre partea superioară a stivelor apar texturi variolitice și intersertale. O diagramă a variației normative în principalii constituenți (fig. 34.41), efectuată pe eșantioane provenind din DSDP și zona FAMOUS (Bryan et al., 1976) pune în evidență caracterul de bazalte slab olivinice ale tholeiitelor oceanice din zonele de rift.

Marea majoritate a bazaltelor oceanice aparțin tipului tholeiitic slab potasic (fig. 4.42), există însă și diverse alte varietăți datorită acumulării sau dezvoltării unui anumit mineral. Așa de pildă bazaltele întâlnite în forajele DSDP ale croazierei 37 (extrem de importante prin penetrația mare în stratul 2 oceanic) au fost repartizate la patru grupe după natura și abundența fenocristalelor (Blanchard et al., 1976). În două grupe există o acumulare excesivă de fenocristale: într-un grup sînt acumulate fenocristale de plagioclaz, în celălalt fenocristale de olivină, acestea din urmă fiind deci picrite. Celelalte două grupe prezintă caractere intermediare între tholeiitele obișnuite și bazaltele cu acumulări de fenocristale.

Un component relativ important al complexelor bazaltice oceanice îl constituie tufurile bazaltice. Ele sînt formate din cristale de plagioclaz, olivină și augit

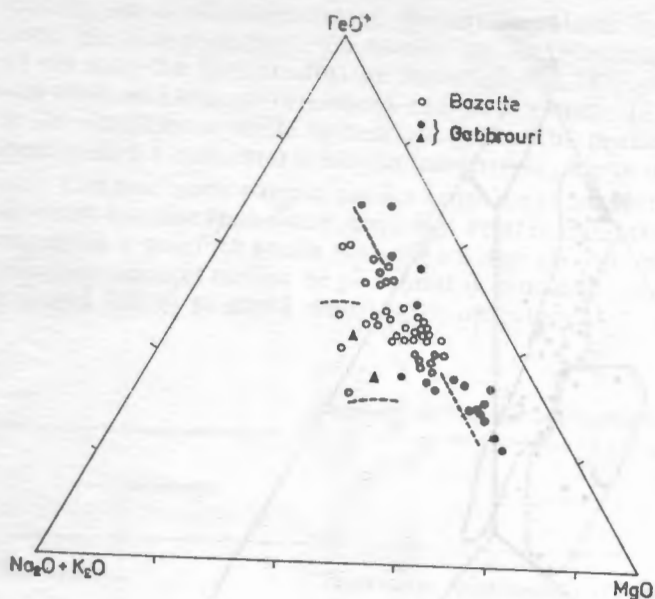


Fig. 1.42—Diagramă AFM pentru bazalte și gabbrouri din Dorsalul mediu-atlantic. FeO^+ indică fierul total ca FeO (După Honnorez și Bonatti, 1970).

(provenind din bazalte), din sticlă bazaltică proaspătă și dintr-un mineral de alterație, saponit, aflat în cantitate mare și în mod surprinzător, bine cristalizat. De remarcat lipsa fragmentelor veziculate și abundența fragmentelor de sticlă varicolică (Melson et al., 1968). Prezența tufurilor într-un mediu submarin, la mare adâncime, exclude formarea lor prin procese explosive submarine. Ele sînt puse pe seama brecifierii și fragmentării marginii de pillow-uri în timpul avansării lente a curgerilor, cu o litificare ulterioară. Prezența tufurilor bazaltice în complexele ofiolitice alpine a fost utilizată ca un contraargument pentru asimilarea acestora cu zonele de expansiune oceanică, considerîndu-se că ele indică exclusiv un mediu de formare subaeriană. Ele au fost însă găsite atît în dragaje, în chiar zonele de rift, cît și în forajele profunde din zone mai depărtate. În acest sens este semnificativă locația DSDP 448 amplasată pe flancul de vest al crestei Palau-Kyushu (în Marea Filipinelor) unde pe o grosime de aproape 600 m forată în complexul vulcanic au fost întîlnite 20 orizonturi de tufuri și brecii vulcanice, unele ajungînd la 38 m grosime (Moore, 1968).

Din punct de vedere chimic bazaltele de dorsală sînt extrem de omogene. Conținuturile medii în elemente majore publicate încă din 1965 de către Engel et al. pe baza unui număr restrîns de eşantioane, sînt încă și astăzi valabile, în Fiuda unei informații considerabil mai bogate, provenind din toate oceanele lumii. gaptul rezultă din tabelul XVI în care în coloana 5 sînt prezentate datele lui Engel et al. (1965), iar în coloana 6 cele ale lui Cann (1971), în timp ce în celelalte coloane sînt datele pentru oceanele Atlantic (1+2), Pacific (3) și Indian (4) (Bryan et al., 1976), aduse la zi cu eşantioanele DSDP și FAMOUS.

Omogenitatea bazaltelor de dorsală rezultă nu numai din valorile medii ci și comparînd situațiile locale. Astfel, eşantioanele obținute în zona de rift sînt similare chimic cu cele de la distanțe mai mari, fapt care arată că chimismul nu s-a schimbat timp de 150 milioane de ani (Ayuso et al., 1976). De asemenea, eşantioanele DSDP de la adâncime mare (de la peste 300 m) prezintă aceleași caracte-

Analize medii de bazalte legate de zone de expansiune

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,68	50,67	50,19	50,93	49,94	49,61
TiO ₂	1,49	1,28	1,77	1,19	1,51	1,43
Al ₂ O ₃	15,60	15,45	14,86	15,15	17,25	16,01
FeO*	9,85	9,67	11,33	10,32	8,71	11,49
MgO	7,69	8,05	7,10	7,69	7,28	7,84
CaO	11,44	11,72	11,44	11,84	11,68	11,32
Na ₂ O	2,66	2,51	2,66	2,32	2,76	2,76
K ₂ O	0,17	0,15	0,16	0,14	0,16	0,22

(1) Atlantic, 51 analize; (2) Atlantic, 155 analize; (3) Pacific, 38 analize; (4) Oceanul Indian, 12 analize; (5) medii pentru tholeiite oceanice după Engel et al., 1965; (6) medii pentru tholeiite oceanice după Cann, 1971.

ristici cu cele de la suprafață. Singura diferențiere semnificativă a fost înregistrată între oceane, în sensul că bazaltele provenind din dorsalele Pacificului de Est și Juan de Fuca prezintă un conținut mediu mai mare în FeO și TiO₂ decât cele din oceanele Atlantic și Indian, fapt care poate fi pus în legătură cu viteza de expansiune, în sensul că odată cu creșterea vitezei crește și conținutul în aceste elemente (Bryan et al., 1976). Există însă părerea (Clague și Bunch, 1976) că aceste ferobazalte reprezintă doar rezultatul proceselor de fracționare.

Elementele minore prezintă și ele o distribuție similară în bazaltele din toate oceanele. Ca exemplu prezentăm în fig. 4.43 distribuția lantanidelor în oceanele Pacific, Indian și Atlantic, din care rezultă tendința spre un model de sărăcire în lantanide. În general s-a constatat că nici în domeniul elementelor minore nu se poate face o diferențiere între bazalte proaspete sau vechi, de adâncime sau de suprafață, și nici măcar diferențierea pe viteze de expansiune, evidențiată de elementele majore, nu se reflectă în distribuția elementelor-urme.

În ansamblul tholeiitelor provenind din zonele de expansiune pot fi caracterizate după cum urmează: conținuturi relativ ridicate în Al₂O₃ și Cr și conținut scăzut în K, Rb, Cs, Sr, Ba, Zr, U, Th, și lantanide. Tholeiitele proaspete indică de asemenea un raport ridicat de K/Ba și K/Rb și raporturi scăzute de Fe³⁺/Fe²⁺, Rb/Sr și La/Yt precum și un raport Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ de 0,702—0,704 (Kay et al., 1970).

Ideea care se degajă din studiul bazaltelor oceanice este aceea că ele provin, și au provenit dintotdeauna, dintr-o sursă unică, generală pentru glob, probabil mantaua superioară, mai precis astenosfera (Mazzullo și Bence, 1976). Ceea ce determină variații mineralogice și chimice sînt procesele petrogenetice, în special cele de fracționare, determinate de condiții locale de temperatură și presiune. Concluzia aceasta, rezultată din considerații petrografice, este oarecum în discordanță cu datele geofizice care relevă inomogenități în manta. Cele două concluzii nu sînt însă ireconciliabile deoarece bazaltele reflectă o omogenitate la suprafața astenosferei în timp ce geofizica probabil că descrie elemente mai profunde.

Rocile intrusive bazice constituie probabil o pătură continuă sub stratul bazaltic, fiind formată în zonele de expansiune la un nivel inferior. Bazaltele reprezintă astfel stratul oceanic 2 iar intrusivile bazice, stratul 3. Din cauza poziției lor coborîte și a acoperirii de către bazalte, rocile intrusive sînt greu accesibile, fapt

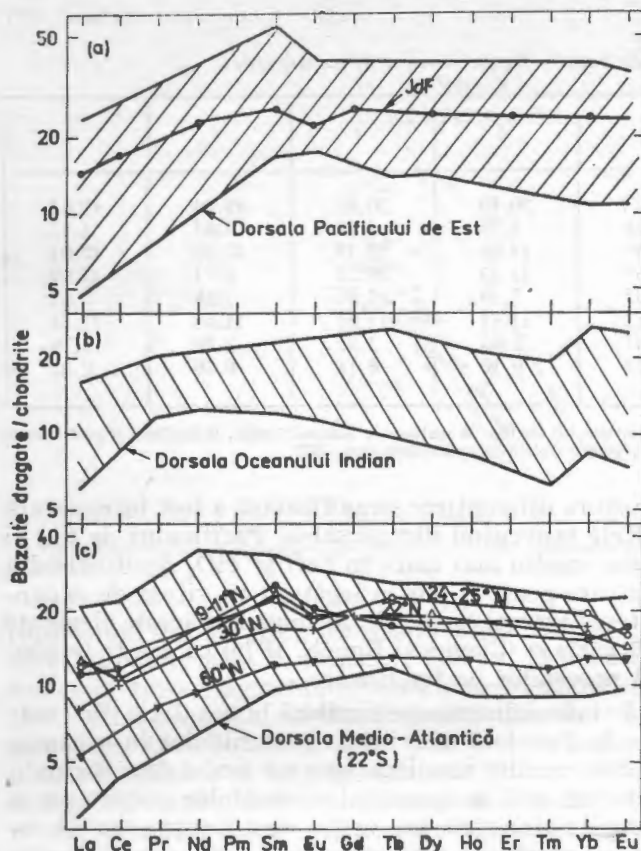


Fig. 4.43 — Distribuția lantanidelor normalizate față de chondrite, pentru bazalte dragate de pe diverse dorsale. (a) Pacificului de Est (zone hașurată acoperă rezultatul pentru 12 eșantioane iar punctele, medii pentru 6 eșantioane din Dorsala Jua de Fuca); (b) Oceanul Indian (zone hașurată pentru 7 bazalte); (c) Oceanul Atlantic: liniile fără semne delimitează cimpul pentru 20 bazalte dragate la 22°S; linia cu cercuri — 7 bazalte de la 25°N; linia cu plusuri — 7 bazalte de la 30°N; linia cu triunghiuri goale — 49 bazalte de la 22°N; linia cu puncte negre — 19 bazalte de la 9°—11°N; linia cu triunghiuri pline — 14 bazalte de la 60°N (După Honnorez și Bonatti, 1976).

pentru care informațiile asupra lor sînt sporadice. Cele mai multe eșantioane au fost obținute prin dragaje efectuate în zonele de fractură, acestea reprezentînd breșe foarte adînci (uneori de 5 km) în crusta oceanică. Nu este exclus ca unele falii transformante să fi ajuns pînă la manta, ca de exemplu fractura Vema din Atlantic (Bonatti și Honnorez, 1976). Există de asemenea cazuri în care blocuri de crustă oceanică sînt mai ridicate și în care stratul bazaltic este mai subțire, structură dobîndită încă în valea de rift. Într-un astfel de bloc ridicat a pătruns forajul 334 DSDP (croaziera 37), locație aflată la 104 km vest de valea mediană a riftului atlantic (perimetrul FAMOUS) și în care, sub un strat bazaltic 2 subțire a fost întîlnit stratul 3 format din roci intrusive.

Rocile intrusive bazice identificate pînă acum sînt următoarele: *gabbrouri cu doi piroxeni*, provenind din fractura Gibbs din Atlantic (Hekinian și Aumento, 1973); *gabbrouri cu hornblendă* (Thomson, 1973); *gabbrouri cu nefelin* (theralit) din fractura Romanche (Bonnatti et al., 1971; Honnorez și Bonatti, 1970, Thomson și Melson, 1973); *gabbrouri anortozitice* din Atlanticul de Nord (Quon și Ehlers, 1963); *anortozite* din Oceanul Indian (Engel și Fisher, 1969) și din Atlantic (Bonatti, 1968; Bonatti et al., 1970); *teschenite* din fractura Romanche (Prinz et al., 1976);

norite cu ilmenit din fractura Chain (Prinz et al., 1976); troctolite din Atlanticul central (Miyashiro et al., 1970).

Gabbrourele prezintă variații mineralogice și chimice care rezultă din diferențierea și fracționarea unei magme tholeiitice răcită lent. Seria cuprinde troctolite, gabbrouri olivinice, gabbrouri cu clinopiroxen și gabbrouri titanifere (9% TiO_2), gabbrouri cu clinopiroxen, hornblendă și titanomagnetit, ajungând în stadiile tardive la diorite și aplite. Chimismul acestor tipuri variază în limite relativ largi, dar semnificativă este marea asemănare între compoziția medie a lor și cea a tholeiitelor (tabelul XVII), fapt relevat și de diagrama AFM în care sînt înscrise, ca exemplu, rocile dragate în Oceanul Atlantic la 45° latitudine N (fig. 4.44).

Un caz aparte îl constituie noritele ilmenitice descoperite în zonele de fractură (Miyashiro et al., 1970; Prinz et al., 1976) și care nu prezintă o textură de cumulate. Se pare că plagioclazul, piroxenul, ilmenitul și magnetitul au cristalizat simultan. Interesantă este de asemenea prezența unor gabbrouri alcaline, theralite, descrise din Atlantic. Ele sînt roci holocristaline ofitice, cu plagioclaz, piroxen titanifer, magnetit titanifer și nefelin (9%). Plagioclazul este parțial analcitizat (Bonatti et al., 1971). Eșantioane din aceeași probă nu au relevat însă lui Prinz et al. (1976) prezența nefelinului, în schimb s-a găsit o mare cantitate de

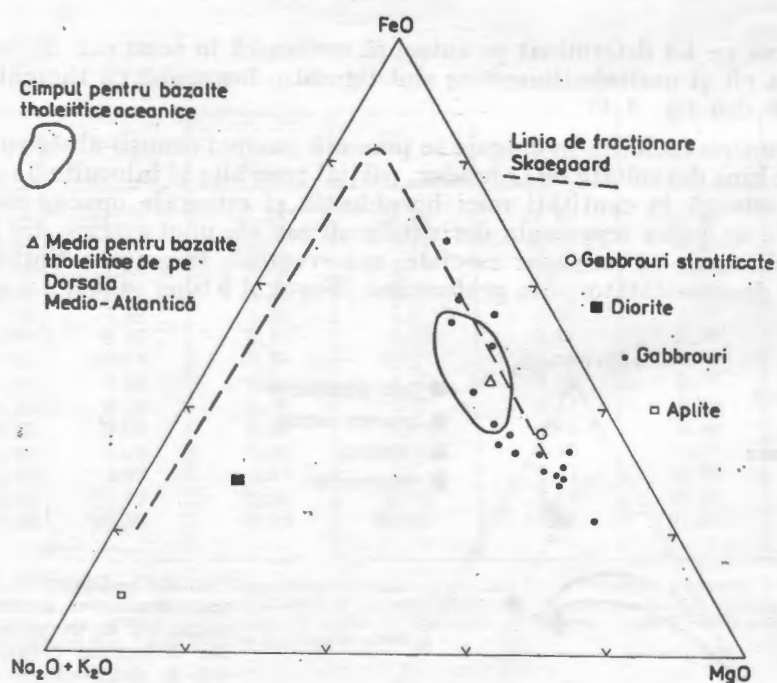


Fig. 4.44—Diagramă AFM pentru diverse intrusive bazice provenind din Dorsala medio-atlantică și fractura Romanche. Zona încercuită cu linie plină reprezintă cimpul pentru tholeiitele de rift. Linia întreruptă este linia Skaergaard, de care se apropie aplita și dioritele. Gabbrourele și aplita provin de pe dorsală de la 24°N. Gabbroul stratificat din fractura Romanche, iar dioritul de pe dorsală de la 45°N (După Thomson, 1973).

Compoziții medii în elemente majore ale principalelor tipuri de gabbrouri din dorsala atlantică la 24°N

	1	2	3	4	A	B
SiO ₂	46,42	49,22	51,53	45,30	49,55	49,80
TiO ₂	0,05	0,33	0,65	5,19	1,49	1,35
Al ₂ O ₃	23,68	17,01	15,17	12,76	15,72	16,03
Fe ₂ O ₃	0,52	1,28	1,64	4,33	—	1,56
FeO	3,22	4,34	5,75	9,31	7,56	7,06
MnO	0,06	0,14	0,14	0,25	0,16	0,17
MgO	11,49	10,53	8,65	8,21	9,27	9,07
CaO	11,47	12,73	10,85	9,76	11,16	11,17
Na ₂ O	1,81	2,20	3,17	2,76	2,70	2,76
K ₂ O	0,03	0,06	0,10	0,09	0,08	0,15
H ₂ O ⁻	0,13	0,23	0,33	0,34	2,22	0,18
H ₂ O ⁺	1,02	2,06	2,14	1,81	2,22	0,71
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,12

1 — troctolite (plagiolaz modal 79% A); 2 — gabbrou cu olivină (73–62% AN); 3 — gabbrou cu clinopiroxen și hornblendă (58–57% AN); 4 — gabbrou cu clinopiroxen, hornblendă și titanomagnetit (55–47% AN); A — compoziția medie a bazaltelor din zona 24°N; B — media pentru bazalte oceanice cu raportul FeO⁺/MgO scăzut, din zona 24°N (După Miyashiro et al., 1970).

analcim, ceea ce i-a determinat pe autori să vorbească în acest caz de teschenite. Atât acestea cât și noritele ilmenitice sînt figurate, împreună cu tholeiite, în diagrama AMF din fig. 4.45.

Anortozitele întîlnite în dragaje se prezintă ca roci cenușii-albăstrui formate din granule bine dezvoltate de Labrador, parțial resorbite și înlocuite de oligoclaz, la care se adaugă în cantități mici hornblendă și minerale opace, magnetit și ilmenit. Ele ar putea reprezenta derivatele ultime ale unei magme din care s-au separat gabbrourele cu care apar asociate, sau eventual, fragmente dintr-un masiv anortozitic de-sine-stătător, din profunzime (Engel și Fisher, 1969).

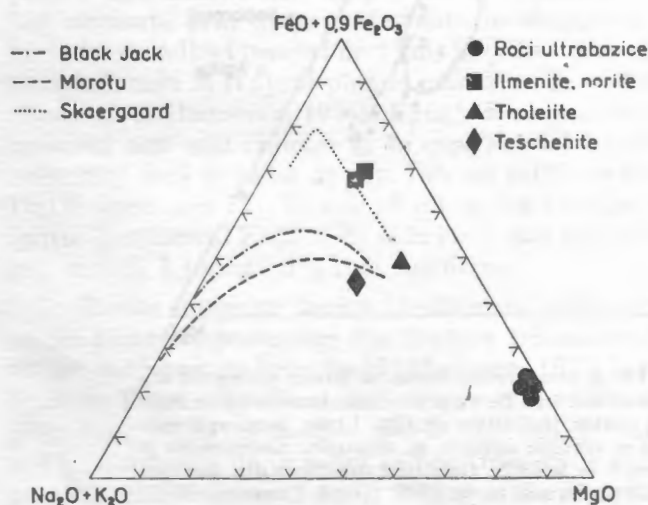


Fig. 4.45 — Diagramă AFM pentru roci ultrabazice, norite, ilmenite, teschenite și tholeiite provenind din Atlanticul ecuatorial. Noritele și ilmenitele se apropie de linia Skaergaard, teschenitele de liniile Morotu și Black Jack. Tholeiitele se află în cimpul obișnuit pentru aceste roci. Ultrabazicele sînt bogate în MgO și sărăcite în alcalii (După Prinz et al., 1976).

Rocile ultrabazice oceanice cunoscute pînă acum provin în cea mai mare parte din zonele de fractură din pereții cărora au fost dragate. Ele sînt, aproape toate, tipuri de peridotite, inventarul cuprinzînd: *wehrlite* din riftul atlantic la 45°N (Aumento și Loubat, 1971); *harzburgite* din fractura Chain (Hekinian și Aumento, 1973); *lherzolite* din Oceanul Indian (Engel și Fisher, 1969) și din Atlantic (Bonatti, 1968, Bonatti et al., 1970) și *dunite* din fracturile Atlanticului central (Bonatti et al., 1971).

Atît compoziția chimică cît și compoziția mineralogică a rocilor arată că ele sînt cumulate, formate prin procese de diferențiere gravitațională. În acest sens pledează raportul mult prea mare de $Mg/Mg + Fe_{tot}$ (care este de 0,872—0,904) precum și conținutul scăzut în TiO_2 , K_2O , P_2O_5 (TiO_2 de pildă reprezintă doar 0,04—0,07% din greutate, în timp ce în tholiitele rezultate din magma primitivă reprezintă 0,7—0,8% greutate) (Hodges și Papike, 1976). Pentru rocile din forajul DSDP 335 din Atlantic se propune, de aceea, următoarele ordine de cristalizare: olivină + crom + spinel, urmată de plagioclaz, clinopiroxen și sfîrșind cu ortopiroxen. Ea este tipică pentru bazaltele oceanice olivinice, de unde concluzia că magma parentală a fost tholiitică.

În figura 4.45 sînt proiectate în triunghiul FAM și cîteva analize de lherzolite provenind din zona centrală a Atlanticului, iar mai jos prezentăm analizele respective după Prinz et al., 1970.

Tabelul XVIII

Analize de roci ultrabazice în procente de greutate

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	37,62	38,73	41,69	40,45	42,14	39,18	37,80
TiO_2	0,03	0,08	0,08	0,41	0,19	0,15	0,12
Al_2O_3	1,72	1,81	2,29	2,73	4,00	1,88	1,06
Fe_2O_3	5,45	7,49	4,21	5,14	5,69	4,95	5,79
FeO	1,44	1,35	3,33	2,2	2,08	2,37	1,01
MnO	0,05	0,16	0,11	0,11	0,17	0,20	0,13
MgO	37,80	35,87	35,19	34,47	32,15	36,78	38,53
CaO	0,50	1,34	1,71	1,12	1,49	0,88	0,78
Na_2O	0,16	0,18	0,28	0,17	0,41	0,15	0,12
K_2O	0,02	0,02	0,06	0,04	0,08	0,10	0,02
P_2O_5	0,04	0,05	0,09	0,11	0,07	—	—
H_2O^+	0,96	1,07	0,87	1,01	2,41	0,80	0,80
H_2O^-	13,02	11,77	10,00	11,48	8,97	10,42	13,02
Total	99,46	99,92	99,91	100,07	99,85	97,86	99,16

1 — 5 sînt eșantioane de spinel — 7 lherzolite serpentinizate provenind din: 1 — fractura Romanche; 2 — peretele nordic al fracturii Vema; 3 — peretele nordic al fracturii Vema; 4 — peretele nordic al fracturii Romanche; 5 — peretele sudic al fracturii Romanche (după Prinz et al., 1976); 6 — este media a 20 analize de harzburgite din Oceanul Indian; 7 — este media a 4 analize de dunite din Oceanul Indian (6 și 7 după Udintsev și Dimitriev, 1970).

Exsoluțiile pe care le prezintă piroxenii (de pildă cristalizare primară de pigeonit cu trecere apoi la ortopiroxen, sau de augit diposidic cu trecere la ortopiroxen) indică o răcire extrem de lentă a magmei la temperatură relativ înaltă. Ele permit o estimare a adîncimii de cristalizare a rocii. Astfel se apreciază că la o temperatură de peste 700° formarea exsoluțiilor a necesitat 10 ani la o adîn-

cime de 8 km, dar dacă adâncimea a fost doar de 3 km au fost suficienți 10 ani. În orice caz, peridotitele cunoscute de pe fundul oceanic aparțin stratului 3 al crustei oceanice și ele au luat naștere în camere magmatice situate sub zona de expansiune.

Morfologia erupțiilor submarine. Cea mai mare parte a erupțiilor submarine îmbracă forma de pillow-lave datorită contactului brutal dintre magma încă descentă și apa oceanică, aflată la aproape 0°. Până nu de mult pillow-lavele erau cunoscute din puținele eșantioane extrase din fundul oceanelor și mai ales din aflorimentele la zi a unor vechi erupții exondate (în special complexe ofiolitice). Acțiunea FAMOUS a făcut posibilă examinarea în detaliu a acestor forme chiar în locul lor de origine, permițând o clasificare și un studiu genetic. Vom prezenta în cele ce urmează principalele forme de consolidare a magmei și mecanismele prin care are loc acest proces după datele oferite de cele mai recente cercetări (Heirzler și Bryan, 1975; Ballard și Moore, 1977).

În cadrul curgerilor de lave trebuie examinate formele individuale și cele de ansamblu ce rezultă din asocierea primelor. Între formele individuale cele mai interesante sînt cele care se prezintă ca forme goale deoarece ele pun în evidență însuși mecanismul de formare. Un *pillow gol* este o sferă sau un tub cu un perete de 1—15 cm grosime fără nici un conținut, sau cel mult cu o umplutură parțială. El ia naștere prin închegarea lavei la contactul cu apa rece oceanică deasupra unui punct de emergență. Carapacea formată este la început viscoasă, ceea ce îi permite să crească lateral atît timp cît presiunea lavei din interior o depășește pe cea hidrostatică. În mod normal, în momentul în care se realizează un echilibru, creșterea încetează și lava din interior se consolidează sub formă de pături concentrice, dinspre afară spre interior. Dacă alimentarea încetează înainte să se fi realizat umplerea, sau dacă printr-o crăpătură sau spărtură conținutul iese afară, forma rămîne goală. Au putut fi astfel observate forme de ou spart, emisfere sparte (fig. 4.46.3), forme aplatizate (fig. 4.46.2) sau doar coji ale unor forme complet distruse. Dacă curgerea a avut loc pe un tub (fig. 4.47 a) și alimentarea diminuează, volumul de lavă fluidă scade și în tub pătrunde apă. Ea determină formarea unui planșeu (fig. 4.47 b), iar dacă volumul diminuează mai mult, al unui al doilea planșeu etc. În final tubul se va prezenta gol, cu septa ce marchează orizontală, eventual cu cristalizări în stalactite ce indică verticala (fig. 4.47 c). Stratele orizontale, ce atîng 1 cm grosime, pot genera o structură lamelară. Pillow-urile goale pot fi detectate ca atare numai dacă sînt sparte, după morfologia exterioară neputînd fi deosebite de cele integral cristalizate.

Dacă trecem acum la formele pline, cea mai frecventă este *forma sferică*, de 1—4 m diametru, situată de obicei în partea superioară a unei acumulări și care rezultă din creșterea egală în sus și lateral, deasupra unui tub de alimentare (fig. 4.46.1). Dacă alimentarea este foarte rapidă, consolidarea crustei este mai lentă, fapt care face ca la o formă de diametru mare acoperișul să cedeze din cauza gravitației și forma, inițial sferică, să se turtească. În felul acesta ia naștere un *pillow turtit* (fig. 4.46.2). Sub acțiunea gravitației ia naștere un *pillow alungit*, un fel de tub de 20—30 ori mai lung decît diametrul. Astfel de forme se găsesc pe flancurile unei curgeri mai mari, pe pante înclinate, de cele mai multe ori în pături suprapuse (fig. 4.46.6). Ele pot fi ramificate, indicînd direcția de curgere și decanta. Curgerea prin astfel de tuburi este laminară, cu viteza maximă în centru, ceea ce duce la orientarea în direcția de curgere a fenocristalelor, mai abundente

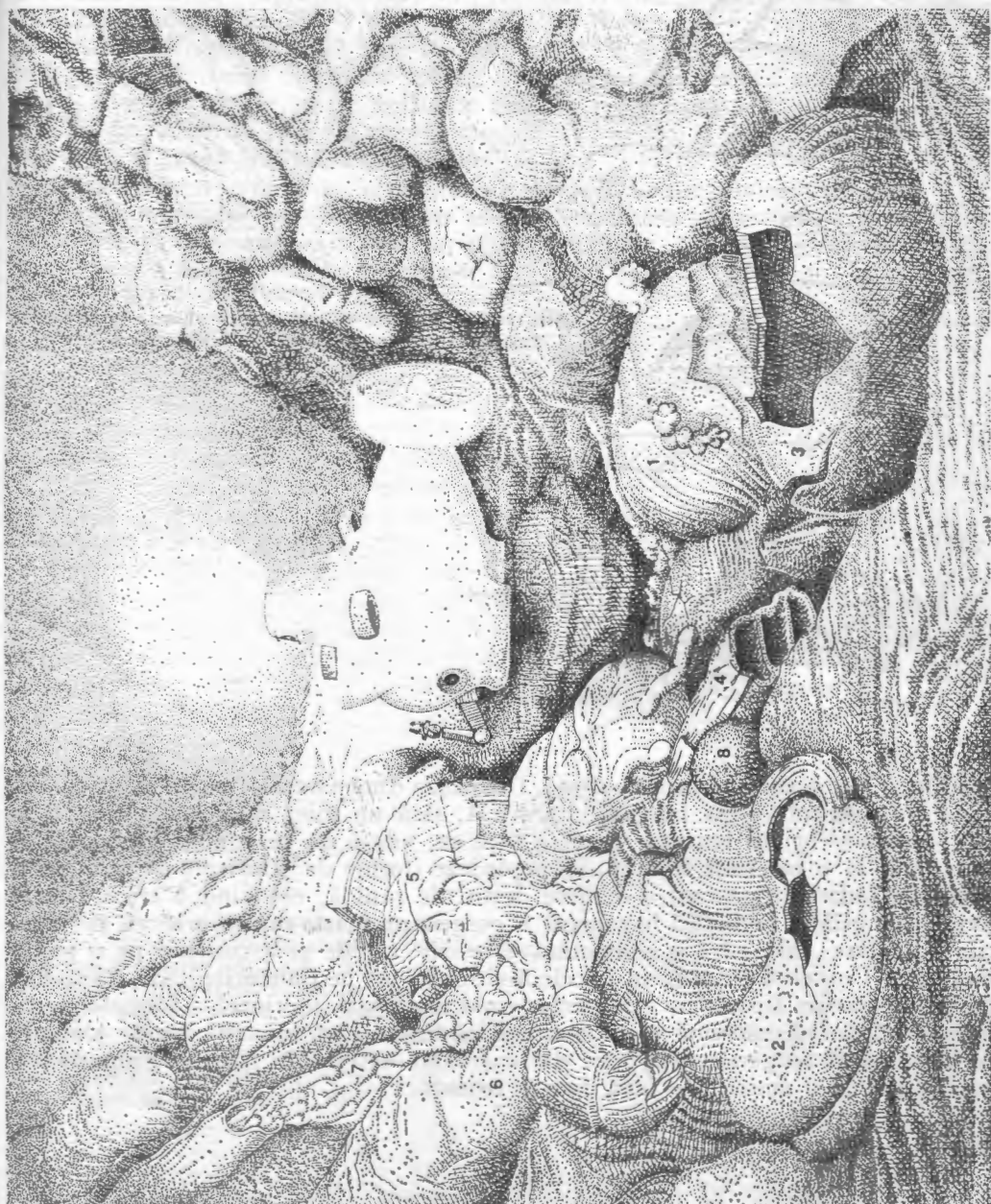


Fig. 4.46—Peisajul submarin în riflul explorat în cadrul acțiunii FAMOUS schitat de unul din participanții la scufundările cu submersibilul Alvin (figurat în schiță). Numerele indică cîteva din formele de consolidare a lavei observate: (1) formă sferică cu protuberanțe de imungurire; (2) pillow applatizat format prin drenajul rapid al lavei cînd coaja era încă plastică; (3) pillow sferic, gol, din care lava fluidă s-a scurs după ce coaja s-a consolidat; (4) tub gol cu planșee intermediare determinate de stagnări ale navelui lavei; (5) pillow sferic cu „chepeng” și înmugurire în „pastă de dinți”; (6) pillow alungit, tipic pentru pantele înclinate; (7) cascadă de brecli formată pe o pantă foarte înclinată pe care s-a spart un tub lăsînd să se scurgă lavă fluidă; (8) pillow alungit ce trece într-o formă bulboasă în lungul unei crăpături longitudinale (Desen de Bryan, din Heirzler și Bryan, 1975)

în centrul tubului. De multe ori pillow-urile alungite se termină cu o umflătură semicirculară (forme falice).

Forme secundare ce se dezvoltă pe forme majore sînt *pillow-urile nodulare* sferice sau alungite, ce se prezintă fie ca gurguie sau muguri semicirculari, fie ca „degete”, „trompă de elefant”, „uger”, de 2—10 cm diametru și de 2—4 ori

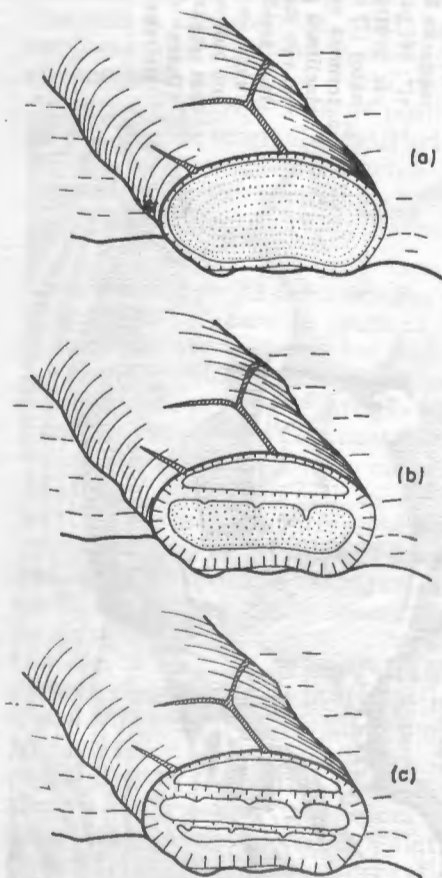


Fig. 4.47 — Tub de pillow gol cu planșee interioare în trei stadii evolutive (După Ballard și Moores 1977).

mai lungi, totdeauna terminate sferic. Din cauza dimensiunilor reduse sînt constituite aproape totdeauna integral din sticlă, fără un miez microcristalin. Sticla este de multe ori în tensiune ceea ce face ca, adusă de pe fundul oceanului la suprafață, la o presiune scăzută, să explodeze (forme de „floricele de porumb”). Nodulele indică în general o curgere destul de rapidă, ele fiind o trecere între formele de pillow, ce indică în general o curgere nu foarte rapidă a lavei, și curgerile lamelare care sînt o consecință a ieșirii rapide și a curgerii pe o pantă înclinată. De aceea ele și apar de cele mai multe ori pe flancurile unor acumulări înclinate, dar nu lipsesc nici pe partea superioară sau inferioară a formelor individuale. O formă extremă a pillow-urilor nodulare sînt tuburile foarte alungite ce parazitează curgerile mai mari dar care sînt extrem de fragile. Prezența lor pare a indica o emisie de lavă foarte recentă.

Un alt caz particular al nodulelor sînt *formele de chepeng* care pleacă de la un orificiu circular aflat într-o formă majoră, prin care este expulzată lavă ce are în cap „capacul” orificiului (fig. 4.48 a). Marginile tubului ce crește prin orificiu sînt striate iar el este foarte scurt în raport cu diametrul. Dacă alimentarea continuă ia naștere o *formă de pastă de dinți* care este un tub sau cilindru striat pe margine și răsucit (fig. 4.48 d). Formele de chepeng sînt interesante căci ele reprezintă forma inițială a desfacerii și împrăștierei unei curgeri prin ramuri divergente (fig. 4.46.5).

Nu toate lăvele puse în loc în rifturi îmbracă forma de pillow-lăve. Există și curgeri în pături suprapuse care sînt rezultatul unei emisiuni extreme de rapide cu alimentare puternică. Se pare că astfel de pînze sînt frecvente pe dorsalele cu expansiune rapidă și fără rift. În riftul atlantic ele au fost observate mai ales la capătul unei forme de pillow spartă, din care magma lichidă s-a scurs instantaneu, sau pe pantele foarte înclinate unde o sursă intrată în activitate determină o emisiune de lavă ce nu are timpul să formeze o pojghiță care să genereze apoi o formă bulboasă (fig. 4.46.7).

Un element extrem de interesant s-a dovedit a fi morfologia crustei pillow-urilor. La aproape toate formele ea este zgrunțuroasă și prezintă strițiuni longitudinale și transversale ce dau un aspect reticulat. Ele se datoresc procesului de creștere a formelor cînd presiunea lavei din interior determină o crăpătură

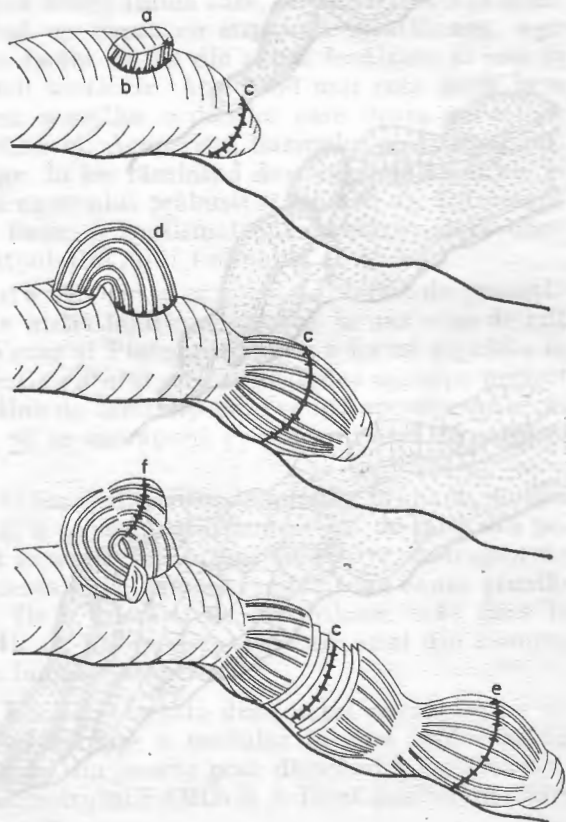


Fig. 4.48—Forme evolutive axate pe un tub de pillow: (a) capac al unui chepeng; (b), (c) Fractură inelară; (d) Lava ieșită prin chepengul (a) trece într-o formă de „pastă de dinți”; fractura inelară (c) a determinat o stricțură, dincolo de care tubul revine la grosimea anterioară, cu formarea unei noi fracturi inelare, ca dealtfel și în (e) și (f), (După Ballard și Moore, 1977).

transversală față de direcția de propagare a curgerii de lavă. În primul moment pe crăpătură are loc o contracție a lavei, ceea ce determină o gîtuire (fig. 4.48 c), dar apoi presiunea din interior face ca cele două părți să fie împinse divergențial, crăpătura transversală devenind o crăpătură de expansiune (fig. 4.48 f și g). Aici ia naștere crustă nouă iar porțiunea terminală inițială este împinsă tot mai departe (fig. 4.48 e). Asperitățile crăpăturii determină pe lava care iese și se consolidează striiațiuni longitudinale ce formează un relief ondulat cu o energie de 1—3 cm și o lungime de undă de 1—10 cm. Prezența reliefului ondulat longitudinal indică o viteză de expansiune a crăpăturii de 5 cm/sec, în timp ce o curgere rapidă generează o crustă netedă, fără striiațiuni. În sfîrșit, peste relief relativ omogen dat de procesele de creștere a formelor, există și crăpături neregulate, cu aspect de coajă de pîine, comparație nu lipsită de temei deoarece procesul este identic, adică de mărire a volumului dinspre interior sub o crustă rămasă prea mică.

Formele individuale de pillow-lava descrise mai sus se asociază pentru a forma unități mari, curgeri complexe. Din cauza presiunii lavei din vatra magma-

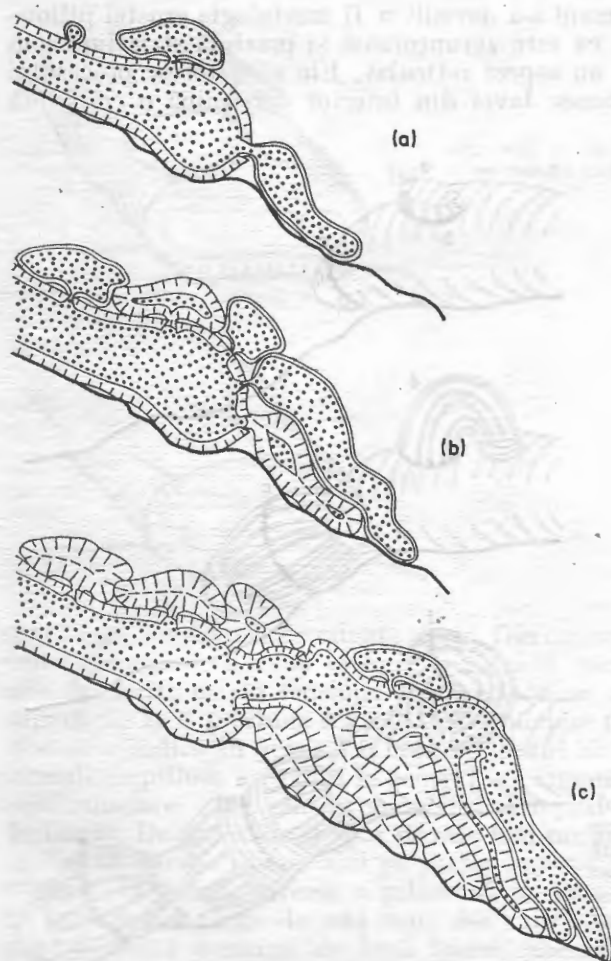


Fig. 4.49—Dezvoltarea unei curgeri complexe bazaltice prin alimentare continuă și desfacerea unor ramificații secundare (După Ballard și Moore, 1977).

tică ea iese pe gurile de emisiune și la contactul cu apa rece formează prima pojghiță care este deformată însă de noile venituri de lavă.

După cum se vede, tendința generală a curgerilor este ca ele să progreseze prin ramificare. În ansamblu iau naștere pături suprapuse printr-un proces ca cel din fig. 4.49. În final o astfel de curgere prezintă la bază o pătură groasă de pillow-uri alungite, ce înclină cu $30-40^\circ$, peste care se află un tub major de alimentare cu înclinare mai redusă, edificiul fiind încununat de o pătură de forme sferice. Astfel de edificii pot atinge zeci de metri înălțime, din care nu se văd decât capetele frontale ale tuburilor, totdeauna de forme rotunjite. Unele din aceste acumulări au forma de domuri circulare botezate „claie de fîn” care într-o zonă determinată (cum este cea a înălțimilor centrale din riftul FAMOUS) au toate aceeași înălțime, mai precis ajung cu creștetul la aceeași adâncime de apă, ceea ce dovedește o presiune egală a magmei și deci o alimentare comună, dintr-o singură cameră magmatică.

O formă deosebită de punere în loc a magmei a fost descoperită în rifturile din Pacific cu ocazia operațiunii Cyamex (Francheteau et al., 1979). Este vorba de coloane de bazalt de 10—15 m înălțime și 0,5—2 m diametru, care se ridică pe fundul unor bazine de 50/200 m formând adevărate păduri. Coloanele, constituite din sticlă bazaltică, sînt goale înăuntru iar la partea superioară pereții par formați din lavă stratificată, ca dealtfel și marginea bazinelor în care se găsesc (fig. 4.50 a). Interpretarea dată acestor forme este următoarea: în bazine de presiune preexistente se acumulează lavă foarte fluidă care, la contact cu apa oceanică, se răcește la suprafață formînd un capac cu structură stratificată. Apa prinsă în lava fluidă se dilată cu un factor de 20 din cauza încălzirii și iese la suprafață croindu-și drum prin orificii verticale. Apa fiind mai rece decât lava înconjurătoare determină consolidarea pereților orificiilor care devin un fel de coșuri solide în magma fluidă (fig. 4.50 b). Acoperișul bazinului se sparge apoi (fig. 4.50 c), lava încă fluidă se scurge, în loc rămînînd doar coșurile verticale și bucăți de lavă ce reprezintă resturile capacului prăbușit (fig. 4.50 d). Interesant este faptul că descoperirea acestor forme a confirmat interpretarea dată unor structuri similare cunoscute din platoul fluyiului Columbia (S.U.A.).

Marile acumulări de lave în riftul FAMOUS se prezintă sub forma de „munți” adică de ridicături de cîteva sute de metri înălțime, situate în axa văii de rift sau aproape de ea. Așa sînt munții Venus și Pluto, primul cu o formă regulată în secțiune transversală, alungit pe direcția riftului, cel de-al doilea aproape perfect conic. Există însă numeroase alte coline de acest tip care ocupă aproape integral valea de rift și ale căror curgeri vin să se suprapună pe margini ceea ce permite ordonarea lor în timp.

În sfîrșit, trebuie menționat că la baza edificiilor de formare primară, munții de pillow-uri menționați, ca dealtfel și la piciorul escarpamentelor de falie din pereții laterali ai rifturilor, se află mari acumulări de pillow-uri sparte, de fragmente și resturi. Ele sînt generate fie de ruperea lor în timpul creșterii din cauza greutateii prea mari, fie a presiunii lavelor, fie a mișcării de expansiune, care duce la dezechilibrarea pantelor. Grohotișurile de pillow-uri constituie unul din elementele morfologice cele mai extinse pe fundul oceanelor.

Modelul camerei magmatică. Rocile colectate din fundul oceanelor nu au permis pînă recent urmărirea mai îndeaproape a modului în care evoluează un centru de erupție deoarece ele proveneau din puncte prea dispersate. De-abia cercetarea de mare detaliu din cadrul perimetrului FAMOUS a făcut posibil un astfel

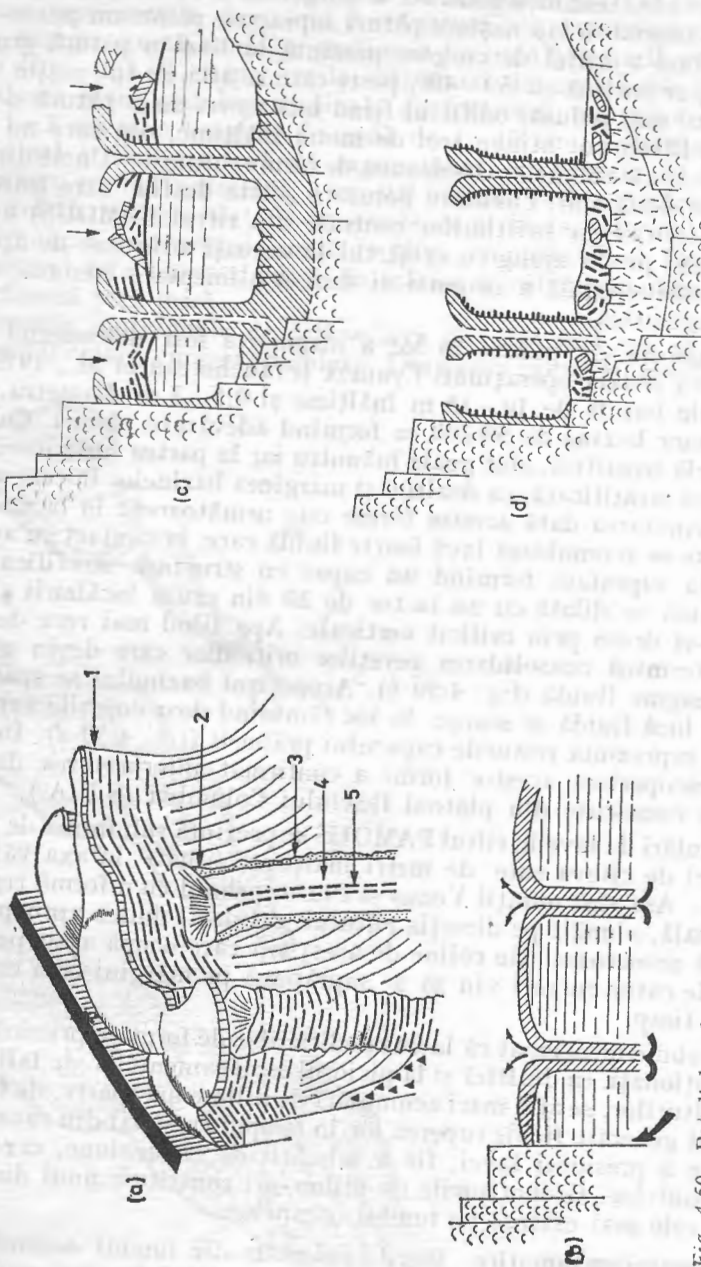


Fig. 4.50 — Baia lăte columnare descoperite pe creasta Dorsalei est-pacifice. (a) Detaliu al bazinului cu primele coloane: 1, partea stratificată a acoperișului; 2, tub sub formă de coș ce se deschide la partea superioară, văzută în secțiune longitudinală; 3, marginea externă vitroasă; 4, lavă masivă înăuntrul coloanei; 5, tubul central rămas gol; (b) Secțiune în care se observă umplutura de lavă fluidă (hașurat orizontal), capacul și marginile tuburilor din lava consolidată (hașurat oblic); (c) Stadii în care se sparge capacul și se scurge lava fluidă; (d) Stadii actual, cu lava scursă și coloane rămase în picioare (După Francheteau et al., 1979).

de studiu, oferind un prim model ce urmează să fie verificat și în alte părți (Bryan și Moore, 1977). Punctul de plecare l-a constituit evidențierea unei inomogenități a bazaltelor recente din cadrul văii de rift și a unei distribuții zonale a diversilor parametri luați în considerare.

Bazaltelor recente sînt cantonate strict în valea internă a riftului, adică în munții centrali și șanțurile adiacente, pînă la marginea pereților interni unde apar bazaltelor mai vechi. Pe această porțiune, largă de circa 2 km, există o distribuție zonală atît în ce privește petrografia cît și chimismul sticlei bazaltice din formele de pillow-lava. Astfel, de la exterior spre mijlocul unui pillow: scade raportul dintre fenocristalele de olivină și plagioclaz + piroxen, crește diametrul mediu al cristalelor de spinel, crește volumul procentual al fenocristalelor și scade volumul procentual în vezicule gazoase. Aceste variații la scara unui pillow sînt asimetrice la scara riftului, caracterele menționate fiind mai accentuate spre est decît spre vest. În ce privește chimismul lavelor, s-a constatat o creștere de la centrul riftului spre exterior pentru TiO_2 , raportul FeO/MgO și K_2O și o scădere pentru Al_2O_3 . Se pot defini în acest fel două tipuri de topituri generatoare de roci: o magmă centrală și o magmă de flanc. O proiecție a compoziției normative a sticlei în sistemul ternar plagioclaz-olivină-piroxen și a proporțiilor modale ale fenocristalelor, arată o trecere sistemică de la magma centrală, dominată de olivină, aproape de cîmpul spinelului, la magma de margine, dominată de piroxen și plagioclaz, aproape de cotecticul plagioclaz-piroxen. O variație semnificativă o arată și abundența în elemente litofile de rază mare și în pămînturi rare în sensul unei îmbogățiri de la centru spre exterior. Nu este exclus ca această creștere să se datoreze reacției magmei cu pereți alterați ai canalelor de ascensiune, deși explicația nu este valabilă pentru TiO_2 .

Pentru explicarea variațiilor petrochimice ale magmelor sincrone, pe o distanță relativ mică, se pot face mai multe supoziții: (1) magmele provin de la adîncimi diferite din manta; (2) camera magmatică este zonată avînd magmă mai rece și mai diferențiată spre margini; (3) a avut loc o diferențiere la un nivel ridicat în silluri și dyke-uri în cadrul stratului 2 seismic; (4), a avut loc o diferențiere în timpul curgerii lavei pe fundul oceanului. Discutînd cele patru ipoteze, Bryan și Moore (1977) aduc următoarele argumente, pro și contra. Modelul 1 este puțin probabil deoarece este greu de imaginat persistența și păstrarea individualității pe o înălțime de 5—10 km, a unor canale de alimentare, distanțate doar la cîteva sute de metri și care să-și aibă rădăcinile la adîncimi diferind cu minimum 4 km. Dealtfel similitudinea în compoziția izotopică (White și Bryan, 1977) presupune o sursă comună pentru cele două magme. Modelul 3 ar presupune ca în cadrul stratului 2 să se găsească, în bază, cumulatele rămase în urma diferențierii. Este drept că unele foraje DSDP au extras roci de acest tip dar cantitativ ele sînt insuficiente pentru a corespunde unei diferențieri atît de avansate. Dealtfel o diferențiere de acest tip nu ar putea explica suficient de bine o diferențiere laterală sistematică ca cea observată în zona FAMOUS. În ce privește modelul 4, care pune tipurile de roci pe seama unei diferențieri a lavei în timpul curgerii ei pe fundul oceanului, o astfel de diferențiere este reală, ca de pildă în cazul tuburilor de pillow, dar în general curgerile nu depășesc 500 m lungime și cele care au punctul de emergență în zona centrală a riftului nu ajung la pereții marginali. Din motivele arătate mai sus, Bryan și Moore adoptă modelul 2, ceea ce îi obligă însă să elaboreze un model complet al camerei magmatice pentru a vedea dacă dimensiunile ei, deduse din alte elemente, permit o diferențiere de la centru spre margini.

Modelul propus este înfățișat în fig. 4.51. Parametrii lui sînt derivați din următoarele date: Pentru acoperișul format din stratul seismic 2, constituit din pillow-lava și dyke-uri, Whitmarsh (1973) a apreciat, după seismometria de fund, o grosime de circa 1 km, iar Poehls (1974), pe baza unor măsurători de seismo-refracție cu balize acustice, o grosime de 0,4—1,4 km. Din înălțimea vulcanilor

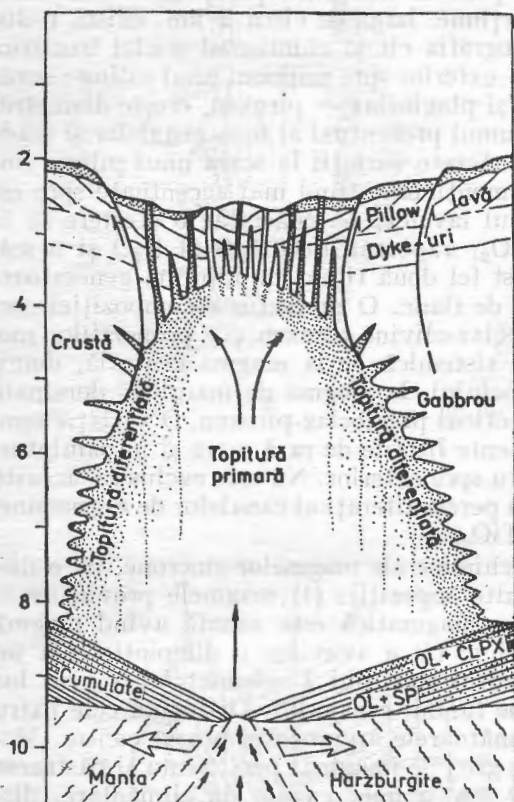


Fig. 4.51—Modelul camerei magmatice de sub valea de rift în zona FAMOUS. Zona punctată indică topituri diferențiate precum și lava și cumulate generate din ele. De remarcat asimetria camerei. Scara lungimilor și adâncimilor egală (După Bryan și Moore, 1977).

centrali din valea de rift, Vogt (1974 a) a dedus o grosime de 2 km a crustei de deasupra camerei magmatice, iar după distanța dintre vulcanii centrali (1974 b) a conchis o grosime de 2—3 km. În sfârșit, în locația 332 B a programului DSDP, a fost forată o grosime de 600 m de pillow-lave (Melson et al., 1974), care ar trebui considerată o limită pentru stratul 2. În concluzie, adâncimea camerei magmatice față de fundul văii de rift trebuie apreciată la 0,6—3 km.

În ce privește adâncimea vetrei magmatice, ea este presupusă a corespunde stratului seismic 3, fiind deci încadrată în pătura de gabbrouri pe care o generează prin acrețiune laterală. Dar această presupunere este discutabilă deoarece în procesul de diferențiere, la baza camerei se formează pătura de cumulate, de mare densitate, care ar genera o viteză seismică comparabilă cu a mantalei subiacente, ceea ce înseamnă că porțiunea superioară a stratului cu viteză seismică de 8 km/sec ar mai aparține camerei magmatice, deci crustei, nu mantalei. Pe considerente strict seismice, deci fără corecția impusă de prezența cumulatelor,

Whitmarsh a apreciat grosimea stratului 3 la 4,78 km. Aplicînd corecția amintită, Bryan și Moore admit o adîncime de 6 km față de limita inferioară a stratului 2, ceea ce poate este cam mult.

În ce privește lărgimea camerei magmatice, ea este dedusă din necesitatea de spațiu pentru procesele de diferențiere. Astfel, s-a apreciat că 50% din topitura din camera magmatică a trebuit să cristalizeze pentru ca să ia naștere o topitură diferențiată la 1 km de axa camerei. O astfel de cristalizare face ca 20% din topitură să genereze stratul de cumulate în bază iar lărgimea camerei să nu depășească 5—6 km. Aceasta înseamnă că marginea vetrei corespunde cu lărgimea văii centrale, marginile ei de sus aflîndu-se exact la primele falii ale pereților interni, spre bază vatra lărgindu-se în clopot. Modelul conceput astfel explică de ce erupțiile și dyke-urile din munții centrali reprezintă o magmă inițială în timp ce curgerile și dyke-urile de la marginea văii centrale, sincrone cu celelalte, prezintă o magmă mai diferențiată. Lărgimea relativ mică a camerei magmatice face ca, datorită cristalizării rapide pe margini a cristalelor de olivină, spinel și clinopiroxen, depunerea lor să creeze un strat cumulat cu o pantă inițială de 30°—40° spre centru. Ele pot genera astfel alunecări care să obtureze canalul de alimentare al vetrei cu o rețea de cristale prin care trebuie să treacă noile venituri de magmă, fapt care ar putea explica natura picritică a unora din lave.

În sfîrșit, ar mai fi de subliniat presupusa asimetrie a camerei magmatice, cu un perete aproape vertical în vest și mai puțin abrupt în est. Verticalitatea celui din vest permite cristalelor de feldspați, deja separate și care plutesc, să se ridice direct în sus și să iasă odată cu lava pe gurile de erupție, fapt care face ca în vestul văii de rift să predomine bazaltele cu fenocristale de feldspați. În est, feldspații sînt prinși în capcană de peretele în surplombă ceea ce duce la bazalte mai afanitice.

Problema pe care o ridică acest model de cameră magmatică este dacă ea reprezintă o formațiune de geneză continuă (*steady state*) sau nu, întrebare ce se pune dealtfel după cum vom vedea, și mai acut pentru valea de rift în general. Dacă este o formațiune episodică, atunci se poate concepe un ciclu eruptiv, care începe cu o magmă nediferențiată generală, ce tinde spre o diferențiere laterală și o segregare bazală pînă la epuizarea rezervorului, după care procesul este reluat. În acest caz erupțiile prime, dinaintea diferențierii, ar trebui să aibă toate caracterul de lave centrale și de-abia apoi să apară lăvele de flanc. Înseamnă că în pereții văii de rift, care sînt constituiți din erupțiile succesive din vale, și care sînt apoi ridicați și împinși lateral de mișcarea de expansiune, trebuie să alterneze fișii de bazalte primitive și bazalte diferențiate, ceea ce nu a fost constatat pînă acum. Acest fapt, ca dealtfel și altele, pledează în favoarea unei geneze continue. În acest caz ar trebui întîlnit următorul tablou: bazalte cu caracterele lăvelor centrale, puse în loc în munții centrali ai văii de rift, străbătute de dyke-uri sincrone de același tip, și apoi de dyke-uri ulterioare, cu caracter de lavă de flanc, care le-au străbătut cînd porțiunea centrală a trecut pe deasupra marginilor vetrei magmatice. În același timp trebuie să se întîlnească și bazalte cu caracter de lavă de flanc, erupse direct pe margini, străbătute de dyke-uri de același tip. În ansamblu deci o imagine mult mai complicată decît cea dedusă dintr-o alternanță de cicluri eruptive.

Modelul astfel schițat ridică însă unele probleme complicate în ce privește întregul proces de formare a magmei și de acrețiune a plăcilor. Pînă acum am vorbit de o cameră magmatică, înțelegînd prin aceasta un rezervor umplut cu

magmă și care furnizează materia primă pentru formarea bazaltelor, sub formă de curgeri sau de dyke-uri. Care este însă raportul dintre această cameră și structura crustei oceanice, care este raportul ei cu însuși locul de generare a magmei cu vatra propriu-zisă? Ipotezele emise în această privință sînt foarte divergente și diferă în funcție de faptul dacă cercetătorii respectivi au urmărit în general procesul de formare a magmei sau pe cel de acrețiune a plăcilor. Așa de pildă Engel și Engel (1970) fac parte din prima categorie propunînd o schemă (fig. 4.52)

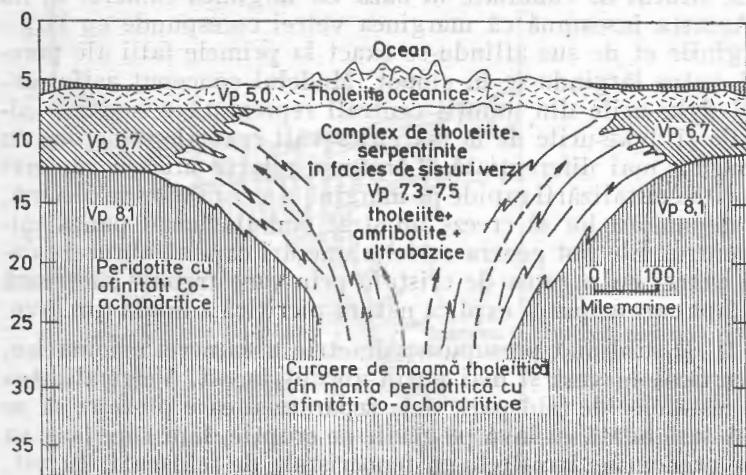


Fig. 4.52 — Modelul de generare a complexelor magmatice într-o zonă de expansiune (După Engel și Engel, din Udintsev și Dimitrieș, 1970).

în care se prezintă relațiile posibile între diversele tipuri de magme din punct de vedere petrologic, dar nu se face nici o referire la structura litosferei și nici la mecanismul de punere în loc a rocilor. Este clar că într-o astfel de viziune a procesului magmatic de sub dorsale, detaliile furnizate de acțiunea FAMOUS nu-și mai pot găsi locul, nici ca dimensiune a fenomenului (o cameră magmatică la adâncimea de 6 km și cu o lățime de 4 km este infimă) și nici ca mecanism de acrețiune a plăcilor. Numeroase modele dinamice imaginate pentru zonele de expansiune sînt de altfel de acest tip (a se vedea paragraful privind dinamica zonelor de acrețiune).

Cealaltă categorie de cercetători, care pun accentul pe fenomenul dinamic și care încearcă să explice structura litosferei fără să intre în detalii petrogenetice, poate fi exemplificată prin schița din fig. 4.53 propusă de Vogt, Schneider și Jonhson (1969) care de altfel reprezintă unul din eforturile meritorii de a înțelege fenomenul în ansamblu. Se observă astfel că formarea magmei reprezintă de fapt fluidizarea, într-o zonă de scădere a presiunii în astenosferă, care ea însăși se află într-o stare critică, de materie viscoasă supraîncălzită. Prin ridicarea materialului din astenosferă el trece în magmă, care se acumulează într-o cameră magmatică de unde furnizează bazaltul cu care este edificată dorsala oceanică. De remarcat câteva detalii: (1) Camera magmatică nu se adâncește pentru a ocupa întreaga grosime a litosferei ci rămîne doar la partea ei superioară, furnizînd bazalt în sus, dar și lateral; (2) Atît linia de trecere de la solid (mai precis de la viscos) la lichid, cît și izocrona de consolidare, delimitează un diapir magmatic, activ pe întregul parcurs. Astfel, acrețiunea nu are loc numai în vârful

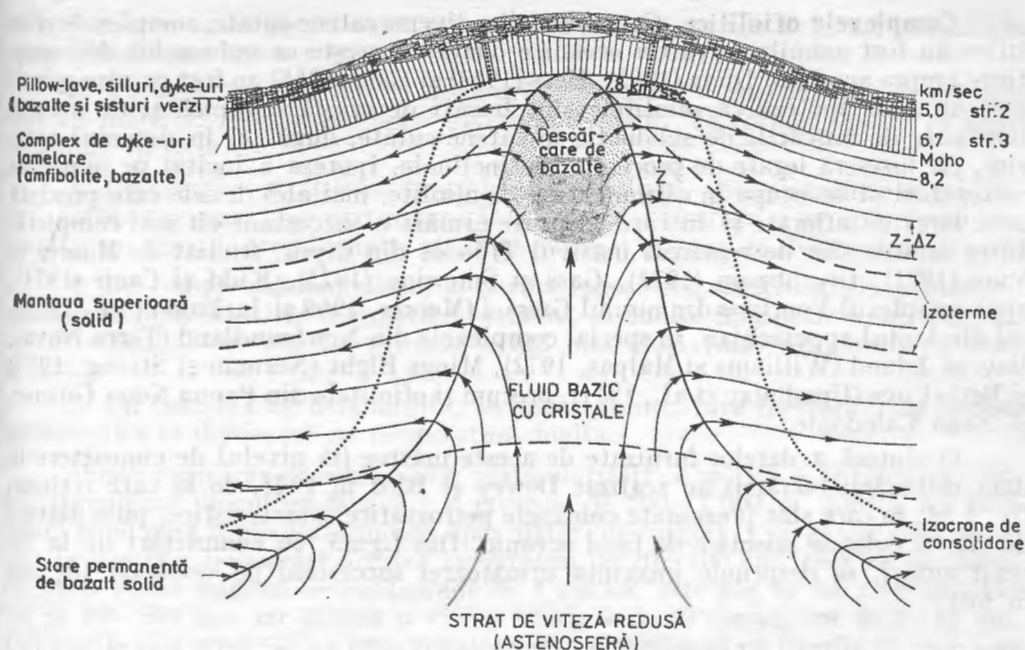


Fig. 4.53—Model de generare a topituri și de acretare a plăcilor într-o zonă cu expansiune rapidă (După Vogt et al., 1969).

diapirului, ci pe întreaga grosime a litosferei; (3) Camera magmatică se află sub stratul oceanic 3, fiind inclusă în întregime în manta.

Chiar dacă acest model este imaginat pentru dorsale de tip pacific, cu viteză mare de expansiune și fără rift, el ne poate ajuta pentru a încerca o plasare a modelului FAMOUS într-un context mai larg. Așa-numita cameră magmatică nu este vatra magmatică, cea în care ia naștere magma, ci doar o pungă secundară, de acumulare a magmei pe parcurs. Dealtfel termenul de „vatră magmatică” nu mai are ce căuta aici căci el s-a dizolvat în astenosferă. Camera magmatică imaginată de Bryan și Moore este deci alimentată de jos, cu topituri din astenosferă. Dar ea este încastrată total în crustă, mantaua ultrabazică situându-se dedesubt. În această idee pătura de pillow-lava și cea de dyke-uri formează stratul oceanic 2, iar stratul 3 este reprezentat de pătura de gabbrouri, în timp ce la Vogt și colaboratorii săi atât stratul 2 cât și 3 se află deasupra camerei magmatice. Până la urmă însă nu definirea păturilor contează ci modul în care este imaginată acrețiunea. Ea trebuie să aibă loc pe întreaga grosime a litosferei, ca la Vogt, deoarece aici ia naștere litosfera în totalitate, pe cînd la Bryan și Moore nu există decît o vagă indicație în acest sens, cele trei săgeți imaginare în mantaua ultrabazică. S-ar părea astfel că modelul lor este doar un detaliu pentru a explica procesele de diferențiere și de formare a crustei superficiale oceanice, nu pentru întregul proces de creștere a litosferei. Observațiile directe din riftul Atlantic nu au permis deocamdată elaborarea unui model complet al proceselor magmatice de acrețiune a plăcilor. În această privință o sursă prețioasă de informații par a fi complexele ofiolitice, aflate acum exondate și care ar putea să reprezinte porțiuni de crustă oceanică.

Complexele ofiolitice. Cunoscută din diverse catene cutate, complexele ofiolitice au fost asimilate crustei oceanice odată cu creșterea volumului de cunoștințe asupra acesteia. Dietz (1963), Hess (1964) și Gass (1968) au fost printre primii care au emis ipoteza că ofiolitele sînt bucăți de crustă oceanică și de manta, implicate de mișcările de subducție în catene cutate, după ce, în deceniul anterior, ele fuseseră legate de procesele geosinclinale. Ipoteza a incitat pe numeroși cercetători să se ocupe în ultimul timp de ofiolite, mai ales de cele care prezintă zone largi de aflorare și în care se poate urmări o succesiune cît mai completă. Între acestea sînt de remarcă masivul Troodos din Cipru, studiat de Moores și Vine (1971), Greenbaum (1972), Gass și Smewing (1973), Kidd și Cann (1974), apoi complexul Vourinos din nordul Greciei (Moores, 1969 și Jackson et al., 1975), cel din lanțul appalachian, în special complexele din Newfoundland (Terra Nova Bay of Island (Williams și Malpas, 1972), Mings Bight (Norman și Strong, 1975) și Betts Cove (Upadhuay et al., 1971), precum și ofiolitele din Papua Noua Guinee și Noua Caledonie.

O sinteză a datelor furnizate de aceste masive (la nivelul de cunoaștere la data elaborării lucrării) au realizat Dewey și Bird în 1971, de la care reținem fig. 4.54, în care sînt prezentate coloanele petrografice caracteristice, puse alături de cîteva coloane seismice de fund oceanic. Din figură, cu completări de la diverși autori, se desprinde imaginea următoarei succesiuni pe verticală (de sus în jos):

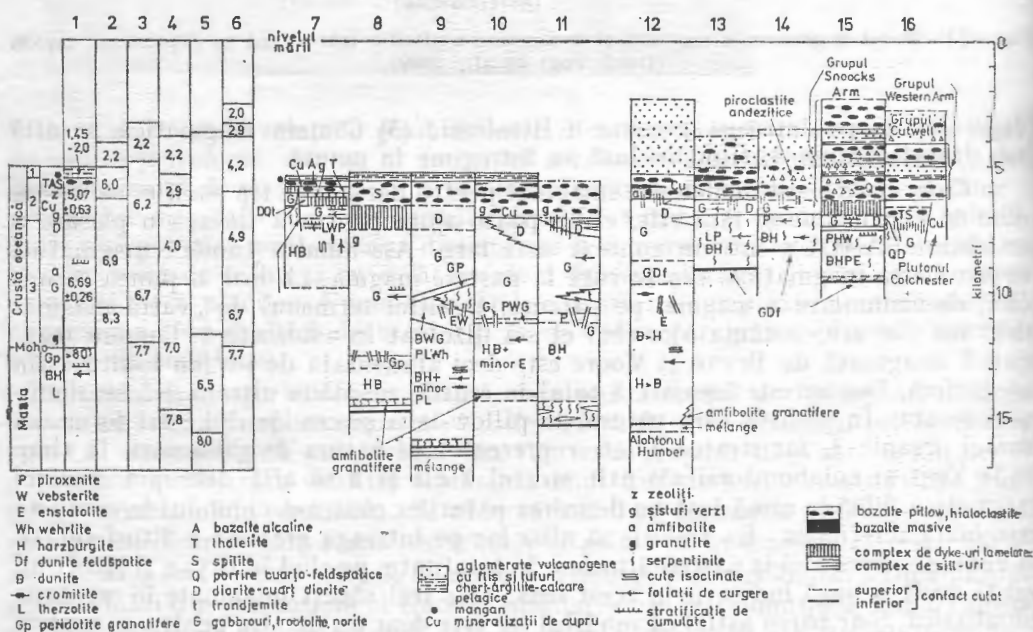


Fig. 4.54—Coloane comparative de crustă oceanică și manta, cu structura definită prin viteze seismice, și de complexe ofiolitice din diverse continente, cu structura litologică. Coloanele semnifică: 1, coloană sintetică; 2, bazinul Fiji de Sud; 3, Marea Japoniei; 4, bazinul Aleutinelor; 5, Marea Ohotsk; 6, bazinul Balearic; 7, Troodos, Cipru; 8, Semail, Oman; 9, Vourinos (Grecia); 10, Papua Noua Guinee; 11, Canyon Mountain (Oregon); 12, Bay of Island (Terra Nova); 13, Baie Verte (Terra Nova); 14, Mings Bight (Terra Nova); 15, Betts Cove (Terra Nova); 16, Little Bay Head (Terra Nova), (După Dewey și Bird, 1971).

1. Un complex de pillow-lave, cu un procent sporit de dyke-uri și apariția unor silluri spre bază.

2. Un complex lamelar de dyke-uri „diabazice”* (sheeted dykes) aproape fără alt material intermediar între diversele dyke-uri, cu corpuri izolate de trondjemite în bază.

3. Un complex stratificat de gabbro-uri cumulate, clinopiroxenite și gabbro-uri anortozitice, care spre partea superioară sînt mai izotrope și omogene, mai leucocrate, cu vine de trondjemite și cu un procent crescut de dyke-uri doleritice.

4. Un complex de cumulate, la partea superioară constituit din gabbro-uri, clinopiroxenite, wehrlite feldspatice, wehrlite și dunite feldspatice, sub care urmează cumulate de dunite, primele avînd mai mult rolul de pătură de tranziție.

5. Un complex de harzburgite, secundar dunite, rare lherzolite, cu texturi metamorfice și deformări de temperatură înaltă.

Aceste complexe prezintă unele particularități ce merită a fi relevate. Astfel, complexul de pillow-lava are o grosime de 500—1 000 m, limita lui inferioară fiind pusă acolo unde nu mai apar pături de curgeri ci se găsesc doar dyke-uri. În complexul lamelar acestea au grosimi de 20—100 cm; ceea ce înseamnă că, la o viteză minimă de expansiune de 1 cm/an, este pus în loc cîte un dyke tot la 20—100 ani, iar pîntru o viteză maximă de 10 cm/an, tot la 2—10 ani. Dyke-urile sînt afirice (fără fenocristale) ceea ce înseamnă că fisurile pe care s-au format, fie au ajuns la o cameră magmatică fără fenocristale, fie că au fost alimentate dintr-o zonă cu o rețea de cristale și fluid interstițial (mush). Ultima ipoteză este mai probabilă deoarece nu se poate pune o limită sigură între baza dyke-urilor și gabbroul din care pornesc, ceea ce înseamnă că în fisură a pătruns și cîte ceva din rețeaua de fenocristale.

Puternicul contrast dintre granulația gabbrourilor și a dyke-urilor indică o răcire foarte rapidă a primelor, înainte ca vreun dyke să le fi străbătut, de unde concluzia că o astfel de răcire nu se putea realiza prin conductivitate și trebuie presupusă o circulație hidrotermală. Dealtfel se pare că aceasta dirijează și punerea în loc a dyke-urilor lamelare, în sensul că limita lor inferioară coincide probabil cu limita de penetrare a circulației apei de sus.

Trecerea de la complexul de dyke-uri lamerare la gabbrourele subiacente se face destul de repede. Astfel, în Newfoundland (Terra Nova), trecerea de la dyke-uri 100% la gabbro-uri cu 5% dyke-uri se face pe o grosime de 250 m. Dyke-urile dispar apoi la baza complexului de gabbro-uri, fără ca ele să-și mărească granulația, pentru a se confunda cu masa acestora. Aceasta înseamnă că la baza complexului de dyke-uri extensia laterală este maximă, spațiul fiind umplut integral de materialul ce formează dyke-urile, în timp ce la baza complexului de gabbro-uri este zero căci nu a mai fost posibilă formarea de crăpături care să se umple pentru a genera dyke-uri. Dyke-urile pătrund în gabbrourele deja consolidate, iar faptul că nu au rădăcini vizibile înseamnă că provin dintr-o cameră magmatică, gabbrourele fiind situate pe acoperișul acelei camere. Pe de altă parte, cum cantitatea de dyke-uri este mai mare în partea superioară a gabbrourilor, fără să ajungă în partea lor inferioară, și sigur nu au fost puse în loc de sus în jos, înseamnă că gabbrourele nestrăbătute de dyke-uri au fost

* În terminologia curentă, în România, este vorba de dolerite.

puse în loc după formarea dyke-urilor, pe dedesupt. Aceasta duce la definirea de gabbrouri „placate” (plated roof gabbro), în sensul că ele s-au consolidat în acoperișul camerei magmatice prin depuneri succesive care au „placat” marginea celor două plăci animate de mișcări divergente.

Grosimea gabbrourilor placate este relativ mare. Partea superioară cu dyke-uri abundente este de minimum 300 m dar în unele complexe ofiolitice (la Mings Bight) ating și 750 m, iar în masivul Troodos probabil chiar 3 km. În schimb la Betts Cove nu depășește 250 m. De fapt grosimea reală este greu de apreciat căci gabbrourele placate pe tavanul camerei magmatice sînt greu de separat de cele cumulate pe talpa ei. Și în jos limita spre cumulatele ultrabazice este greu de definit fiind treptată, dar dacă se ia în considerare pentru gabbrouri prezența unor pături bogate în clinopiroxen, iar pentru ultrabazice acumulările de olivină și ortopiroxen, s-a putut stabili că la Betts Cove și Mings Bight gabbrourele cumulate nu au mai mult de 100—300 m, în schimb la Bay of Island, în Papua Noua Guinee și în Oman aproape 2 km. Caracteristica acestor gabbrouri este stratificarea lor, spre deosebire de gabbrourele placate care sînt omogene.

Cumulatele ultrabazice de dedesubt au minimum 1 km grosime. Ele prezintă o stratificație ce evidențiază o periodicitate în alimentarea camerei magmatice. Stratificația indică faptul că podeaua camerei magmatice era plană, dar nu e mai puțin adevărat că ajunge și aproape la verticală, probabil tot datorită unui fenomen de placare laterală în apropierea canalului de alimentare cu magmă. Cumulatele sînt deformate penetrativ, uneori inclusiv pătura de dunite, ceea ce arată că ele s-au depus pe un reziduu necumulat, consolidat suficient ca să se poată conserva stratificația lor, dar încă plastic pentru a permite deformarea acestora. Acest „fundament” de harzburgite a fost format deci scurt timp înaintea cumulatelor de deasupra. Faptul că el nu este niciodată străbătut de materiale bazice arată că extracția de topitură parțială a fost foarte eficientă, aproape de axa de alimentare, și consolidarea a avut loc mai aproape de axă decît primele cumulate depuse deasupra. În ce privește grosimea, harzburgitele au la Bay of Island 7 km, ceea ce înseamnă că extragerea din topitură și placarea reziduală a fost continuă în baza camerei magmatice, cu o rată de subsidență considerabilă.

Caracteristicile prezentate mai sus se regăsesc constant în mai toate complexe ofiolitice cunoscute pe continente, unde sînt încorporate în structurile cutate de diferite vîrste. Explicația genezei lor a fost destul de dificilă atît timp cît s-a mers pe o interpretare „fixistă”, adică s-a considerat că întreaga suită de formațiuni a luat naștere pe loc, dintr-o cameră magmatică în care au avut loc procese de fracționare. Teoria mobilistă, a expansiunii fundurilor oceanice, oferă în schimb posibilități extraordinare de interpretare a complexelor ofiolitice, fiecare trăsătură caracteristică găsindu-și o explicație. În acest sens au fost elaborate mai multe modele, dintre care reținem pe cel mai complet și mai recent.

Procesul de acrețiune a plăcilor. Plecînd de la complexe ofiolitice și de la cunoștințele obținute din studiul crustei oceanice, și în special al dorsalelor, Dewey și Kidd (1977) au elaborat un model extrem de minuțios al proceselor de acrețiune a plăcilor în zona de expansiune. Din păcate articolul lor a fost redactat înaintea apariției celor două fundamentale fascicule în care sînt relate rezultatele detaliate ale acțiunii FAMOUS (*Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol.

77, nr. 4 și 5), ceea ce nu a permis exploatarea din plin a noilor cunoștințe dobândite. De asemenea articolul suferă de un oarecare schematism, fapt care face ca să prezinte unele contradicții, afirmații nedemonstrate și neclarități. În ciuda acestor deficiențe, modelul elaborat de Dewey și Kidd este până astăzi cea mai complexă încercare de a cuprinde în totalitate procesele ce au loc în zonele de acrecțiune a plăcilor.

Fig. 4.55 prezintă marginea unei plăci în zona de acrecțiune. În colcana din dreapta se regăsește succesiunea standard a unui complex ofiolitic, astfel cum reiese din însumarea cunoștințelor dobândite pe continente. Marginea din stînga a desenului reprezintă axa de expansiune, astfel că în imagine avem un semispațiu, o secțiune doar printr-o placă; cea din dreapta. Un model complet ar trebui deci să cuprindă în stînga același desen inversat. De subliniat că modelul nu ține seama de topografie, suprafața complexului de pillow-lave fiind luată ca nivel de referință în condițiile unei reechilibrări izostatice.

O margine de expansiune prezintă patru unități structurale: (1) un „capac” ce cuprinde complexul de pillow-lave și silluri, complexul de dyke-uri lamelare și gabbrourele placate „izotrope”; (2) o cameră magmatică (notată cu *d*) în formă de „ic”; (3) complexul de cumulate situat sub camera magmatică; (4) o bandă (welt) de herzolite (notată cu *h*). De la început trebuie precizat că toate aceste unități se află în litosferă, fiind deci animate de mișcarea de expansiune. Astenosfera, care reprezintă nivelul mobil, se află sub harzburgite dar este constituită probabil tot din peridotite, fapt care face dificilă prezicerea petrologică a limitei, ea fiind de natură reologică, detectabilă geofizic.

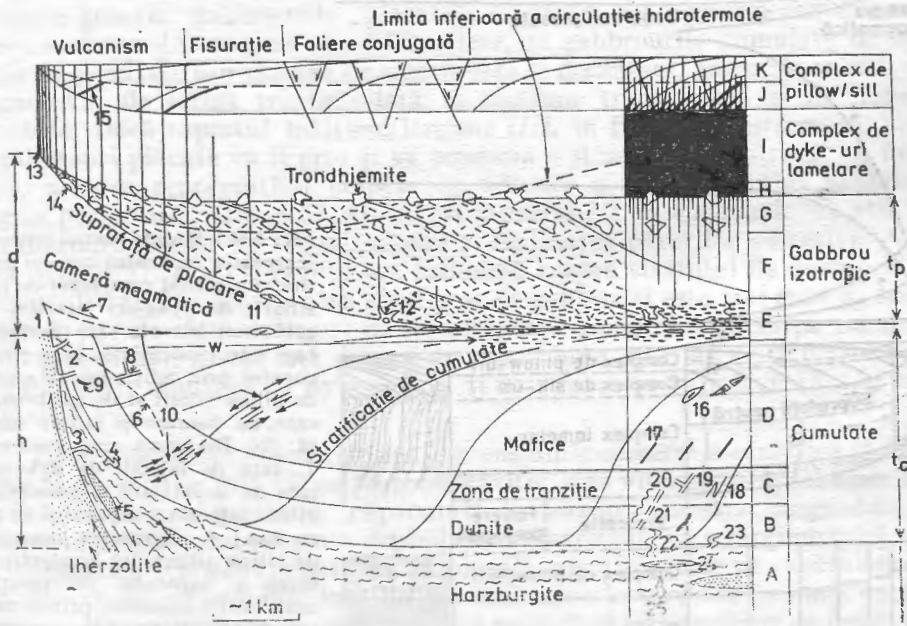


Fig. 4.55—Model de geneză continuă pentru generarea și dezvoltarea crustei oceanice și a mantalei superioare în zonele de acrecțiune. Secțiunea de semispațiu cu axa de acrecțiune în stînga (După Dewey și Kidd, 1977).

Din imagine reiese că „capacul” camerei magmatice se îngroașă în raport cu axa. Îngroșarea se face pe seama complexului de pillow-lave și silluri și a gabbrourilor placate, nu și a dyke-urilor lamelare care dobândesc grosimea totală încă din zona axială (notat cu 13). Complexul de pillow-lave și silluri este alimentat de jos prin dyke-uri axiale ce-și au rădăcina în camera magmatică. Datele furnizate de anomaliiile magnetice și observațiile FAMOUS au arătat că zona în care are loc injecția de magmă prin dyke-uri este extrem de îngustă, apreciată a fi de 0,6 km (Cann, 1974; Moore et al., 1974), până la maximum 2 km (Arcyana, 1975; Atwater și Mudie 1973). O astfel de îngustime presupune că ambele complexe, de pillow-lave și dyke-uri, sînt accelerate rapid lateral cîștigînd viteza constantă de expansiune în scurt timp, ceea ce înseamnă iarăși că grosimea stratului de pillow-lave este limitată de distanța pînă la care, în acest scurt timp, lava apucă să fie expulzată. Intruziunile de dyke-uri descresc lateral exponențial și tot așa scade și puterea lor penetrativă, ele nemaiputînd alimenta stratul superior de pillow-lave. De aceea și grosimea acestuia, după ce a crescut un timp, începe să descrească ca grosime, tot exponențial (fig. 4.56 b). În felul acesta se poate spune că integrarea vitezei de injecție ne dă viteza de deplasare laterală (deci semiviteza de expansiune), iar integrarea vitezei de acumulare a stratului de pillow-lave dă grosimea acestui strat.

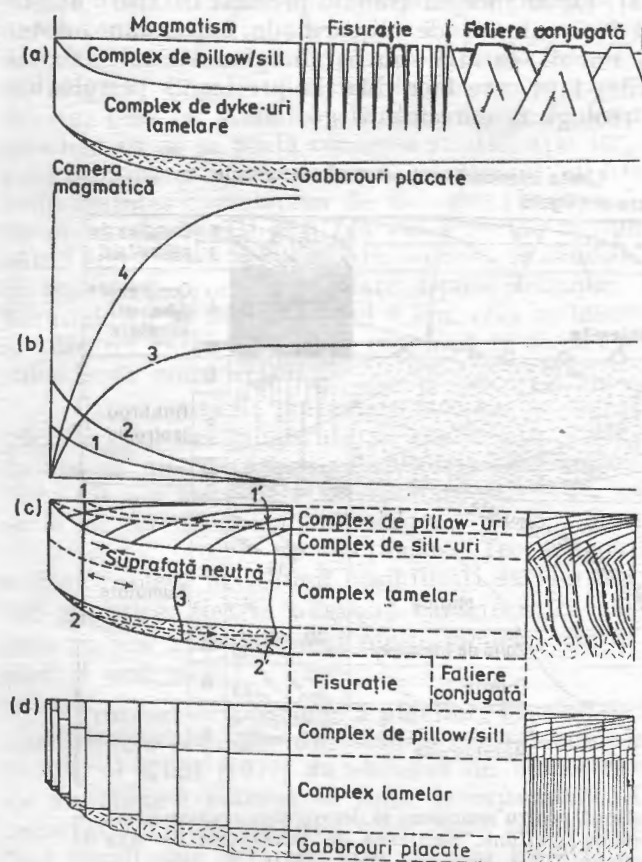


Fig. 4.56—Modele pentru acretarea și îngroșarea capacului camerei magmatice cuprinzînd complexul de pillow/silluri, de dyke-uri lamelare și de gabbrouri placate. (a) Secțiune în care este evidențiată îngroșarea capacului prin adăugare de complexe de pillow-silluri și de gabbrouri placate, cu fisurare și falieri ulterioară; (b) Diagramă care evidențiază: 1, rata de injecții de dyke-uri; 2, rata de acumulare a bazaltelor; 3, viteza laterală a capacului în raport cu axa; 4, îngroșarea complexului de pillow-silluri; (c) Accelerarea continuă a capacului cu menținerea echilibrului izostatic prin cutare diferențiată; (d) Accelerare continuă a capacului cu menținerea echilibrului izostatic prin falii gravitaționale (După Dewey și Kidd, 1977).

Se știe dintr-un capitol anterior că zonele de expansiune sînt în echilibru izostatic, ceea ce înseamnă că în ciuda acumulării stratului bazaltic de pillow-lave, undeva dedesubt are loc compensația respectivă. Se pot face în această privință două ipoteze, prezentate în fig. 4.56. În (d) este rezolvarea cea mai simplă, cu „capacul” fracturat în blocuri tot mai căzute. Dar și asupra acestui mecanism se pot face mai multe ipoteze: (1) fracturile care au aceeași săritură verticală scad ca frecvență exponențial, în mod corespunzător cu grosimea stratului de pillow; (2) fracturile se află la distanță egală dar săritura verticală descrește treptat. Faliile vor fi injectate și ele de către dyke-uri, din ce în ce mai depărtate de axă. A doua posibilitate de realizare a echilibrului izostatic este prezentat în (c) unde în cadrul „capacului” viteza de deplasare este diferențiată în raport cu o suprafață neutră, deasupra căreia va predomina o deformare compresională, iar dedesubt una extensională, ceea ce duce la o încovoiere a dyk-urilor, care vor prezenta o formă sigmoidală (linia 1-2 și 1'-2').

În capac are loc și o intensă circulație hidrotermală, responsabilă de răcirea convectivă a crustei, așa cum s-a dovedit prin studii de flux termic (Anderson, 1972; Lister, 1972). Această circulație dirijează probabil grosimea complexului de dyke-uri lamelare, alterarea lor și mineralizările legate de ele. Ea pătrunde chiar pînă la partea superioară a gabbrourilor omogene alterîndu-le. Mineralizările închid treptat fracturile fapt pentru care, cu distanță față de axa de expansiune, crusta se rigidizează, viteza seismică crescînd în stratul 2 A, care dealtfel se și subțiază, din cauza posibilităților tot mai limitate a soluțiilor hidrotermale de a pătrunde în jos (Schreiber și Fox, 1976).

Dimensiunile camerei magmatice sînt responsabile pentru grosimea și structura stratului de gabbrouri care, după cum am amintit, cuprinde două pături distincte genetic: gabbrourele „placate”, la partea superioară a camerei magmatice, rezultate din procese de diferențiere, și gabbrourele cumulate de la baza camerei, rezultate din procese de fracționare și decantare. Între ele se află camera magmatică, de formă triunghiulară în secțiune transversală și de dimensiuni variabile. Dacă raportul înălțime/lărgime (I/L în fig. 4.57) este mare, pachetul de gabbrouri placate va fi gros și va prezenta o structură de „strate” cu înclinare mare, acestea reprezentînd etapele de adosare a diferențiatului gabbroic din magma peridotitică (fig. 4.57. a). Cu cît raportul I/L este mai mic, cu atît stratul de gabbrouri placate va fi mai subțire și înclinarea păturilor succesive va fi mai mică (fig. 4.57. b și c). Faptul are influență asupra stratului de deasupra, cel de dyke-uri bazaltice, deoarece un strat gros de gabbrouri este mai greu de străbătut de jos în sus de către dyke-uri de injecție, fapt pentru care acestea vor descrește rapid procentual, distal față de axa de expansiune, în timp ce la o grosime mică de gabbrouri, numărul de dyke-uri va fi mai mare și cu frecvență mai mare la distanță.

Este greu de spus ce determină dimensiunile camerei magmatice și forma ei, se poate presupune însă că un factor hotărîtor este viteza de expansiune, de care depinde ca atare și grosimea „capacului” de deasupra camerei magmatice. Pe de altă parte de grosimea acestuia depinde soliditatea lui. La o lărgime mică a camerei magmatice „capacul” poate sta în consolă, sprijinit doar pe capătul său distal față de axa de expansiune, la o lărgime mai mare însă el s-ar prăbuși dacă nu ar exista o altă posibilitate de susținere. S-a spus că el este sprijinit de însăși magma topită, care ar fi în stare de suprapresiune, lucru greu de admis deoarece numeroasele crăpături pe care se insinuează dyke-urile oferă destule posibilități de

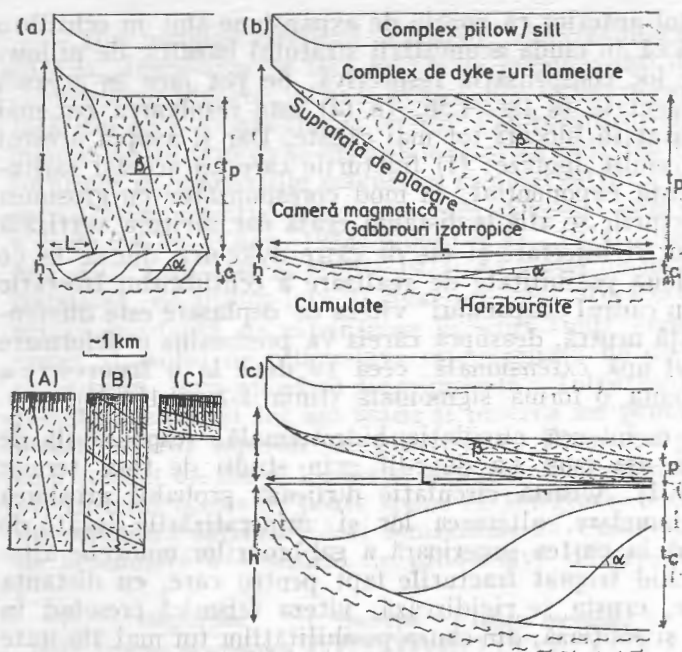


Fig. 4.57 — Secțiuni schematice de semispațiu ilustrând dependența grosimii gabbrourilor placcate și a cumulatelor de adâncimea camerei magmatice (I), înălțimea benzii de lhezolite (h) și de lărgimea camerei magmatice (L). Coloanele A,B,C indică distribuția dyke-urilor în gabbrourele placcate conform modelelor a, b și c (După Dewey și Kidd, 1977).

depresurizare. Se consideră de aceea că magma nu este de fapt total lichidă ci un amestec de cristale ce formează o rețea care cuprinde circa 30% lichid interstițial și care ar avea astfel o densitate suficientă pentru a susține „capacul”. Aceasta nu s-ar putea întâmpla însă decât la partea superioară a camerei magmatice, lângă suprafața de placare, deoarece la baza ei trebuie să existe neapărat magma lichidă din care să rezulte cumulatele.

O problemă mai greu de rezolvat o constituie prezența unor apariții izolate de trondjemite la contactul dintre gabbrourele placcate și baza complexului de dyke-uri lamelare deoarece volumul de lichid care le-a generat trebuie să fie foarte mic, or, este greu de găsit procesul care să fi dus la segregarea acestui lichid în porii reziduali ai gabbrourilor placcate.

Raportul I/L al camerei magmatice nu influențează numai grosimea și structura gabbrourilor placcate ci și a celor cumulate. Grosimea totală a gabbrourilor fiind constantă, cu cât cele placcate vor fi mai groase, cu atât cele cumulate vor fi mai subțiri și invers. Aceasta înseamnă că există o relație între grosimea cumulatelor și înălțimea camerei magmatice. Cumulatele prezintă în secțiunile vizibile în complexele ofiolitice o rubanare ce reflectă suprafețe de depunere succesivă. După cum se vede în fig. 4.57, înclinarea lor (β) este variabilă, ceea ce înseamnă că după depunere ele au suferit o deformare, respectiv o subsidență, mai mare lângă axa de expansiune și care descrește, ajungând la zero mai departe. Pe de altă parte, studiul complexelor ofiolitice a arătat că există o stratificare în mare a cumulatelor, în sensul că în cadrul peridotitelor se trece de la harzburgite, la dunite și apoi, printr-o pătură de tranziție, la gabbroure. Or, dacă adevăratele suprafețe de „sedimentare” a cumulatelor sînt cele indicate de rubanările oblice, înseamnă că separarea de pături de natură petrologică diferită a avut loc

încă în momentul depunerii lor, deci în camera magmatică. Este ceea ce indică fig. 4.57 și care duce la ideea unei variații laterale în compoziția magmei în camera magmatică. Această variație laterală trebuie să meargă de la abundență de olivină lângă axa de expansiune, la cumulate bogate în clinopiroxen și apoi bogate în clinopiroxen și plagioclaz.

Sub peridotitele care prezintă suprafețe de depunere, și care ca atare sînt cumulate (stratul B, dunitic din fig. 4.55), se găsesc peridotite omogene (stratul A, harzburgitic) care trebuie considerate a fi placate, adosate treptat în chiar axa de expansiune. Suprafața foarte netă ce desparte aceste două tipuri de peridotite arată că zona de topitură peridotitică este foarte îngustă și că procesul de separare a harzburgitelor este rapid. Partea centrală, diapirică, este probabil lherzolitică și consistă la început din 70% reziduuri și 30% topitură, pentru a ajunge, la pătrunderea în camera magmatică, la 100% topitură. Din acest diapir se separă harzburgite reziduale ce sînt placate sub cumulatele în curs de subsidență. Forma zonei centrale diapirice este greu de apreciat, după cum pentru moment nu se poate preciza care este raportul spațial dintre peridotitele placate și zona de formare a topiturii, adică, dacă diapirul din zona axială reprezintă chiar material stenosferic care este deja parțial topit, sau dacă se găsește la un nivel superior, fiind alimentat de jos cu un astfel de material.

Modelul propus merge mai departe cu detaliile, aducînd explicații pentru numeroase alte fapte, ca de pildă prezența lentilelor de lherzolite în harzburgite, alunecările determinate de ridicarea materialului peridotitic în axă (7 în fig. 4.55), precum și diversele deformări ulterioare consolidării materialului (8, 10, 19, 20, 21 etc. în fig. 4.55), reușind să integreze aproape toate detaliile petrologice și structurale observate în complexele ofiolitice.

O ultimă chestiune de interes major ce trebuie amintită este aceea a raportului dintre dinamica expansiunii și complexele petrologice rezultate. Complexul de pillow-lave/silluri ajunge de la zero, în zona axială, la grosimea maximă la o distanță de 1—2 km. Grosimea păturii de dyke-uri 100% este de circa 1 km și ea depinde de adîncimea circulației hidrotermale în zona axială. Păturile de pillow-lave/silluri și cea de dyke-uri reprezintă stratul 2 oceanic (2 A și respectiv 2 B) și ele au împreună o grosime dependentă de viteza de expansiune. La o viteză mare ele au 1 km, la o viteză mică pot ajunge la 2 km. Gabbrourele placate de dedesubt au minimum 300 m dar grosimea depinde de forma camerei magmatice. Cu cît raportul înălțime/lățime este mai mare, cu atît gabbrourele placate vor fi mai groase, și respectiv cele cumulate mai subțiri. Calcule de conductivitate termică arată că în zonele cu expansiune lentă camera est mai îngustă din cauză că în acest caz „capacul” este mai fracturat, circulația hidrotermală mai intensă și există tendința de îngustare a ei. Pe de altă parte, existența numai la dorsalele cu expansiune lentă a unui rift ar arăta că tocmai aici camera magmatică ar trebui să fie mai largă, ceea ce duce la instabilitatea și prăbușirea parțială a capacului. Concluziile diametral opuse arată cît de fragile sînt încă cunoștințele noastre în acest domeniu. Singurul lucru pe care-l putem aprecia cu oarecare aproximație este ordinul de mărime al fenomenelor din camera magmatică. Astfel se apreciază că în 10^5 ani pot să fie puse în loc 5 km de cumulate gabbroice și peridotitice, ceea ce necesită o cameră magmatică de 1 km semilărgime la o semiviteză de expansiune de 1 cm/an. Dacă viteza este de 10 cm/an camera trebuie să aibă 10 km lărgime. Acestea sînt valori probabil sub limita inferioară în ce privește răstimpul de funcționare a unei camere magmatice, ceea ce înseamnă că nici pentru o viteză mare de expansiune camera nu trebuie considerată mult mai mare.

În concluzie, modelul propus de Dewey și Kidd explică în mod convingător procesele de detaliu care duc la formarea litosferei în zonele de acrecțiune, fiind concordant cu datele de observație din complexe ofiolitice și cu cele furnizate de actualele zone de expansiune.

8. Metamorfismul în zonele de expansiune.

Spre deosebire de zonele de subducție, unde procesele metamorfice ocupă un loc de seamă, fiind prezente sub toate aspectele lor (matamorfism regional, de contact, dinamic), în zonele de expansiune ele au un rol mai modest, în ciuda faptului că teoretic, aproape toată crusta oceanică născută în rifturi este metamorfozată pe parcursul călătoriei spre zonele de subducție. Despre ce se întâmplă adînc în litosfera oceanică sîntem însă prost informați și asupra naturii și structurii zonelor profunde de sub oceane se fac numai supoziții pe baza datelor geofizice. Există totuși unele informații directe, sporadice, constînd din cunoașterea unor roci metamorfice ajunse în „afloriment” (adică pe fundul oceanelor) de unde au fost dragate și aduse la suprafață. Ca și în cazul intrusivelor bazice și ultrabazice, ele apar mai ales în pereții zonelor de fractură, de care nu sînt legate genetic dar care fac posibilă „aflorarea” lor.

Petrologia rocilor metamorfice. Rocile metamorfice apar destul de des în materialele dragate și, în ultimul timp au fost întîlnite și în forajele profunde suboceanice. Există o varietate destul de restrînsă de metamorfite oceanice, ele provenind din transformarea, în grade diferite, a diverselor roci efuzive și intrusive. Cele mai comune sînt *metabazaltele în faciesul zeolitic prehnit-pumpellyit* și *metabazalte în faciesul șisturilor verzi*, descrise din zonele de rift ale Atlanticului (Melson și Van Andel, 1966; Melson et al., 1968; Bonatti et al., 1970, 1971; Aumento et al., 1971; Miyashiro et al., 1971), *metabazalte în faciesul amfibolitelor*, raportate din catena Palmer din Atlanticul de Nord-Est (Cann, 1971) și din fractura Romanche (Ploshko et al., 1970), *metagabbrouri amfibolitice* (Bonatti et al., 1970, 1971, 1975; Aumento et al., 1971; Miyashiro et al., 1971). Metamorfismul cel mai comun este cel al peridotitelor care au suferit o serpentinizare în grad diferit, ajungînd adesea la *serpentinite*, roci descrise din numeroase puncte ale Atlanticului, Oceanului Indian și Pacificului (Nicholls et al., 1964; Bowin et al., 1966; Cann și Funnel, 1967; Chase și Hersey, 1968; Hekinian, 1968; Miyashiro et al., 1969; Melson și Thomson, 1970, 1971; Thomson și Melson, 1972; Bonatti et al., 1973, 1976 etc.).

În serpentinite apar adesea forme diferențiate textural, cum ar fi *rodingiitele* (Bonatti și Honnorez, 1976; Honnorez și Krist, 1975).

Metabazaltele în faciesul șisturilor verzi (greenstones) sînt derivate din bazalte, dolerite și tufuri corespunzătoare, fiind formate din asociația tipică pentru astfel de roci: albit, actinolit, clorit, epidot și nontronit. În unele eșantioane textura inițială este conservată, neobservîndu-se deformări, în altele există o șistozitate accentuată. Gradul de transformare este variat, mergînd de la roci aproape netransformante, în care sticla rămîne neafectată, la altele în care sînt observabile stadiile de transformare mineralogică (relicte de plagioclaz calcic, fenocristale și microlite albitizate) pînă la înlocuirea totală cu minerale de neoformație. Frecvente sînt și brechiile, constituite din cristale fracturate de epidot, prinse într-o

matrice de albit, actinolit și clorit, sau ca fragmente de metabazalte cimentate cu epidot, zoizit, prehnit, analcit și forsterit. O altă formă de prezentare a acestor șisturi verzi este aceea de benzi bogate în albit și clorit, ce alternează cu benzi de clorit-actinolit străbătute de vine de apidot, clorit și cuarț.

Analizele chimice globale indică o compoziție de tip spilitic cu mult Na (maximum 5,4%) și puțin K (minimum 0,05%). Diferențele față de bazalte normale abisale (Na 2,7% și K 0,2%) indică procese metasomactice în timpul metamorfismului și nu o magmă spilitică primară, și nici reacții între magmă și apă.

În ce privește geneza șisturilor verzi, există unele probe ce indică o proveniență hidrotermală (în care abundă zeoliți), altele indică un metamorfism regional. Pentru unele probe s-a apreciat (Melson și Van Andel, 1966) că temperatura de formare a fost de 300—500°C, iar presiunea apei de 3 000—8 000 bari. Ținându-se seama de valorile de flux termic și de conductivitatea termică a rocilor, se poate estima că adâncimea de îngropare la care s-au format aceste roci este de 2 km sub fundul oceanului, situat el însuși la 5 km adâncime.

Metabazalte în faciesul amfibolitelor sînt de asemenea citate în probe dragate pe dorsala atlantică. De fapt este vorba de roci situate între faciesul șisturilor verzi și cel al amfibolitelor, în care plagioclazul calcic și clinopiroxenu sînt înlocuiți parțial sau total prin actinolit și hornblendă.

Între rocile cu grad scăzut de metamorfism sînt de semnalat *cloritoșisturi*, formate din cuarț și minerale opace într-o matrice de pennin ce trece la antofilit, și *talcșisturi*, formate din penninit cu serpentinit și tremolit într-o matrice de talc.

Metagabbrouri amfibolitice au fost întîlnite atît la baza pereților interni ai rifturilor cît și în foraje de mare adâncime. Ele apar asociate cu metabazalte în facies de șisturi verzi și cu bazalte nemetamorfozate. Ele se prezintă sub două aspecte: metagabbrouri granulare și metagabbrouri rubanate. Primele sînt constituite din plagioclaz (60% anortit), hornblendă larg cristalizată, sau amfiboli fibroși (tremolit-actinolit) ce au substituit cristale de hipersten sau diopsid, la care se adaugă zircon, apatit și rar sfen. Metagabbrourele de acest tip prezintă adesea o ușoară cataclazare, brechiere, ce poate merge pînă la o milonitizare. Gabbrourele de tip rubanat sînt fin granulare și prezintă o alternanță de pături milimetrice de plagioclaz sodic (40—14% anortit) și hornblendă brună sau actinolit-tremolitică, formată pe seama piroxenilor.

Chimismul metagabbrourilor este identic cu cel al gabbrourilor oceanice nemetamorfozate. Conținutul în alcalii este scăzut, fără să se observe o îmbogățire în Na și o sărăcire în Ca. Conținutul în H_2O^+ este asemenea cu cel al rocilor similare nemetamorfozate. Identitatea aceasta este dovedită și de diagrama AFM (fig. 4.58) efectuată pentru gabbrouri și metagabbrouri din Dorsala Atlanticului de Nord. Ea arată că metamorfismul a fost perfect izochimic în ce privește elementele majore și ele provin dintr-o magmă tholeiitică săracă în K_2O , ca aproape toate bazaltele abisale.

Prezența atît a amfibolilor din grupul hornblendei cît și a celor actinolitici, precum și prezența plagioclazilor bogați și săraci în Ca, indică apartenența rocilor la condiții metamorfice intermediare între faciesul de șisturi verzi și cel al amfibolitelor. Pentru acest grad de metamorfism temperatura necesară este de 400—500°C.

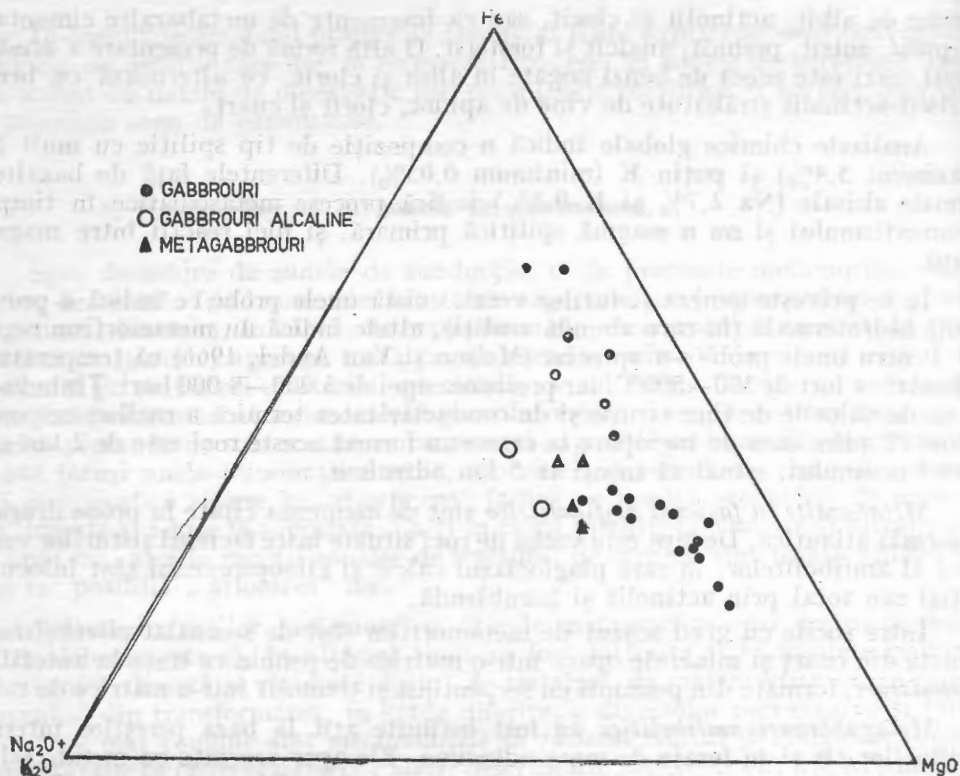


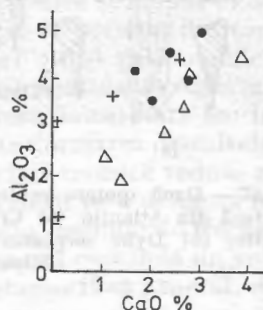
Fig. 4.58—Diagramă AFM pentru metagabbrouri provenind din riftul atlantic în zona coa-
torială, comparate cu gabbrouri din ansamblul Dorsalei medio-atlantice (După Bonatti
et al., 1975).

Serpentinele au fost întâlnite adesea, ele reprezentând termenul ultim al unor peridotite în care serpentizarea este progresivă. Mineralele constitutive pot fi grupate în cele primare, ale peridotitelor de origine, și cele apărute în cursul procesului de serpentizare. Între primele sînt: olivina, orto- și clinopiroxenu și spinelul cromifer, la care se adaugă pargasitul, o hornblendă comună care apare și secundar. Principalele minerale apărute în procesul de transformare sînt: serpentina, cloritul, talcul și magnetitul. Între polimorfele serpentinei apar: lizardit, crizotil, antigorit și serpoftit, separabile numai în raze X.

Din punct de vedere chimic semnificativ este conținutul în CaO, care variază de la 0,7 la 2,05% și pe baza căruia serpentinele se grupează în sărace și bogate în calciu, grupare care reflectă și o împărțire a peridotitelor originare, în același mod. Există o corelare directă între conținutul în CaO și Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , FeO/MgO și o corelare inversă cu H_2O^+ (fig. 4.59) (Miyashiro et al., 1969). Deoarece peridotitele cu conținut mare de calciu sînt considerate a reprezenta roci de manta, este probabil că și serpentinele corespunzătoare au aceeași proveniență. Serpentinele care au sub 1% CaO provin probabil din peridotitele cu conținut ridicat în Ca și care, în procesul de serpentizare au pierdut o parte din CaO, împreună cu ceilalți componenți. Deoarece există și serpentine cu conținut ridicat în Ca, înseamnă că serpentizarea a avut loc în două zone distincte, de temperatură

înalță, unde conținutul în Ca s-a conservat, și în zone de temperatură coborâtă, în care au fost eliminați o sumă de constituenți. Procesul a fost dirijat mai ales de hidratare, mai puternică în zona de temperatură coborâtă. Această presupunere este întărită de un fapt mineralogic. Serpentinitul cu antigorit este considerat a fi format la o temperatură mai mare decât cel cu lizardit, or se constată că serpentinitele cu conținut ridicat de calciu au antigorit în timp ce celelalte au lizardit.

Fig. 4.59—Raportul $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ în serpentinitele din partea centrală a Dorsalei medio-atlantice (puncte negre), comparativ cu peridotite bogate și sărace în calciu (cruci) și cu nodule olivinice din bazalte de asemenea bogate și sărace în calciu (triunghiuri) (După Miyashiro et al., 1969).



*Rodingitele** sînt roci de culoare mai deschisă incluse în masele de ultrabazite serpentinizate, cu deformări mecanice accentuate și cu o compoziție mineralogică variabilă. Ele reprezintă probabil fie dyke-uri de dolerite intruse în rocile ultrabazice, fie corpuri de roci intrusive (gabbrouri, anortozite, piroxenite) care au suferit un metasomatism calcic. Cel din urmă proces este responsabil pentru prezența silicaților de calciu secundari cum ar fi grossularul, vezuvianitul, prehnitul, wollastonitul, diopsidul. Ultimul ar putea fi de origine primară, cum este de altfel diallagul și augitul, care apar frecvent. Mineralele calcice sînt însoțite de diverși filosilicați, cum sînt cloritul, minerale serpentinice etc. (Vuagnat, 1967).

Rocile astfel definite, descrise din diverse masive ofiolitice din zonele orogene, au fost înțelnite și în dragajele suboceanice, mai ales în zonele de fractură ale Atlanticului ecuatorial. Honnorez și Krist (1975) descriu gabbronorite intruse în masa peridotitelor, cu care au suferit împreună procese de transformare, de rodingitizare și respectiv de serpentinizare. Rodingitizarea reprezintă de fapt o creștere puternică a conținutului în apă, o descreștere în silice, Al_2O_3 , alcalii și o puternică creștere a conținutului în Ca.

Avînd în vedere că serpentinizarea peridotitelor și rodingitizarea gabbrourilor sînt procese complementare și simultane, se pot face unele considerații în ce privește punerea lor în loc și procesele care afectează partea superioară a mantalei. Deoarece gabbrourele rodingitizate străpung ultrabazitele serpentinizate, este de presupus că acestea din urmă erau în curs de ridicare în momentul cînd a avut loc intruziunea, ajungînd la nivelul la care ia naștere magma bazaltică care a generat gabbrourele. Aceeași magmă a dat naștere și dyke-urilor și curgerilor bazaltice, dar la un nivel superior. Metasomatismul a început la un nivel inferior, probabil în partea inferioară a crustei oceanice. Se pune întrebarea dacă întreaga parte inferioară a crustei oceanice a fost serpentinizată (fig. 4.60. a) sau numai

* Rodingitele au fost identificate și descrise pentru prima dată în lume de către G. M. Murgoci în 1900 sub numele de Granat-Vesuvianfels pe baza descoperirii lor în Munții Paring. Numele de rodingite a fost dat de-abia în 1911 de către Marshall.

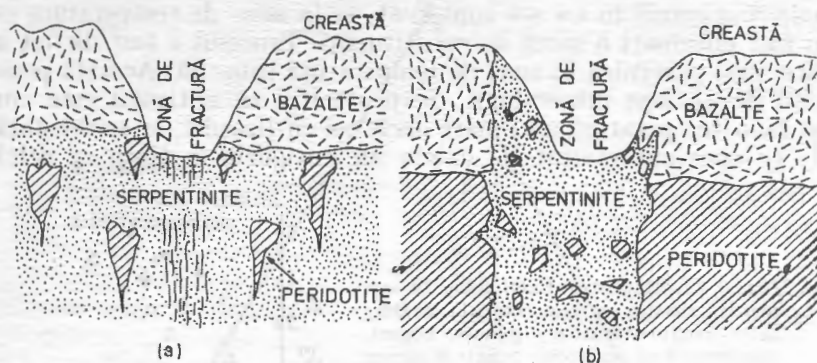


Fig. 4.60 — Două ipoteze pentru explicarea prezenței serpentinitelor în zonele de fractură din Atlantic (a) Crustă serpentinitică generală cu incluziuni de peridotite; (b) Dyke serpentinitizat încadrat în crusta peridotitică (După Miyashiro et al., 1969).

anumite porțiuni, ce au fost ridicate apoi diapir, ajungând să „afloreze” în tăieturile adânci care sînt zonele de fractură (fig. 4.60. b). Prima ipoteză a fost adoptată de numeroși cercetători, începînd cu Hess (1962, 1964), cea de-a doua este confirmată în parte de forajele profunde suboceanice care au întîlnit în straturile oceanice 3 B, și peridotite netransformate, fără a se putea elimina ipoteza că este vorba doar de incluziuni de peridotite de tipul celor din fig. 4.60. a). Dar, după cum se știe, problema dacă crusta oceanică este în total serpentinică sau gabroică încă nu este rezolvată.

Procesele metamorfice. Pentru explicarea rocilor metamorfice în zonele de expansiune pot fi invocate mai multe procese: (1) metamorfismul de îngropare; (2) metamorfismul de contact (termic); (3) metamorfismul dinamic și (4) metamorfismul hidrotermal.

Metamorfismul de îngropare este specific zonelor de expansiune. El apare la scară mare fapt pentru care ar putea fi numit „metamorfism regional”, termen impropriu însă deoarece acesta se referă la metamorfismul din zonele orogene cu izograde regionale și șistozitate obligatorie, ceea ce nu este cazul în zonele de expansiune. După cum arată Miyashiro et al. (1971), nici nu se știe încă exact în ce măsură seamănă din punct de vedere mineralogic metamorfismul zonelor orogene cu cele din zonele de expansiune, fapt pentru care nu ar trebui utilizați nici termenii cu care se definesc faciesurile metamorfice din primele. Pentru rocile în facies zeolitic din zonele orogene, Coombs (1961) a introdus termenul de „metamorfism de îngropare” care se caracterizează prin lipsa de șistozitate, fapt pentru care el poate fi utilizat și pentru zonele de expansiune, pentru care însă termenul cel mai adecvat ar fi metamorfism al dorsalelor oceanice.

Metamorfismul de îngropare din zonele de expansiune necesită temperaturi ridicate, ce nu sînt atinse decît la adîncimi mari, de cîțiva kilometri.

Deși modelul teoretic de flux termic în zonele de expansiune al lui Sclater și Francheteau (1970) prevede valori ridicate, suficiente pentru procese metamorfice, măsurătorile efectuate nu le-au confirmat niciodată ci, dimpotrivă, au indicat mari variații, de la zero la valori foarte ridicate (30 HFU), ceea ce arată că repartitia izotermelor este mult perturbată, mai ales din cauză că o bună parte

din căldură este pierdută la adâncimi mici prin intruziuni și circulații hidrotermale. Pentru acest motiv noțiunea de gradient geotermic nu este aplicabilă zonelor de expansiune și ca atare nici cea de metamorfism de îngropare în sensul obișnuit.

Metamorfismul de contact (termic) este probabil foarte activ deoarece în zonele de expansiune sînt întrunite condițiile termice necesare. S-a văzut din capitolul precedent structura etajată a crustei oceanice și modul ei de constituire, un rol important revenind dyke-urilor de injecție ce pornesc din camera magmatică și străpung atît complexul de pillow/silluri cît și gabbrourele placate. Ele sînt puse în loc după ce aceste complexe au fost consolidate conform temperaturii și presiunii locului respectiv. Or, cum temperatura la care are loc injecția bazaltelor este de circa 1 000°C, ele pot duce la transformarea bazaltelor din partea superioară a crustei. Dar, din cauza conductivității termice reduse a rocilor magmatice, influența unui dyke nu se va face simțită decît pe o distanță foarte îngustă, ceea ce duce la efecte metamorfice locale. De aceea depinde de frecvența dyke-urilor pentru ca aureola de contact să fie restrînsă, sau să cuprindă un volum mai mare de roci. În orice caz, nu poate fi vorba de un metamorfism general, de tipul admis pentru metamorfismul normal de îngropare.

Metamorfismul dinamic este evidențiat de eşantioane în care se constată o foliație de recristalizări sub stress. Astfel de recristalizări sînt vizibile atît la scară microscopică, cît și megascopice (rubanare fină și milonitizări), dar acestea sînt mai curînd excepții. Dealtfel astfel de roci au fost găsite mai ales în zonele de fractură (falii transformante), unde procesele tectonice sînt foarte intense.

Metamorfismul hidrotermal este un fenomen ce a fost evidențiat doar în ultimul timp și care are la bază descoperirea unei circulații hidrotermale în partea superioară a crustei oceanice. O astfel de circulație a fost presupusă pentru prima dată în anii '60 pe baza datelor geochimice și a prezenței unor depozite metalice în zonele de rift (Arrhenius și Bonatti, 1965; Bonatti și Joensuu, 1966; Bostrom și Peterson, 1966; Palmeson, 1967), precum și pe baza datelor de flux termic (Elder, 1965). Apoi ea a devenit un loc comun al teoriei expansiunii fundurilor oceanice, fiind fundamentată teoretic (Lister, 1974; 1977; Bodvarson și Lowell, 1972; Sclater și Crow, 1976; Ribando et al., 1976; Wolery și Sleep, 1977; Crane, 1979) și utilizată în explicarea unor cazuri concrete (de pildă Detrick et al., 1974; Williams et al., 1974; Hyndman et al., 1976; Crane și Normark, 1977; Stern et al., 1979; Anderson et al., 1977). Asupra importanței circulației hidrotermale vom reveni în capitolul consacrat formării acumulărilor de substanțe metalifere pe fundul oceanelor, restrîngîndu-ne aici la cîteva aspecte teoretice și asupra rolului acestora în procesele de metamorfism.

Măsurătorile de flux termic au arătat că în zonele de expansiune se înregistrează o foarte mare variație de valori și că, în general, ele sînt sub cele compatibile cu o litosferă nou formată prin procese magmatice de suprafață, ceea ce presupune un mecanism puternic de răcire. El este pus pe seama pătrunderii apei oceanice, aflată pe fund la aproape 0°C, în numeroasele fisuri și diaclaze care străbat primele pături ale crustei oceanice. Pe de altă parte, în axa de expansiune, sub rift, se află zona de puternic flux termic, generat de magma incandescentă ascensională. Ea determină un front cald care se izbește apa rece descendentă și care este încălzită, ceea ce îi dă o forță ascensională. În felul acesta se stabilesc celule convective de circulație hidrică, cu ramuri descendente și ramuri ascendente.

Determinările de detaliu efectuate pe Dorsala Galapagos (William et al., 1974) au pus în evidență variații de flux termic cu o lungime de undă de circa 7 km și cu o amplitudine de 10 HFU (fig. 4.16). În figură este înscrisă și curba teoretică a fluxului termic pentru o expansiune uniformă și de la care măsurătorile reale diferă mai ales pentru primii 20 km față de axă. Aceste date au stat la baza a numeroase construcții teoretice, ca cea al lui Bodvarson și Lowell (1972) și Lowell (1975) care au elaborat un model de curgere prin canale, sau cel al lui Lister (1972, 1977), care este un model cu curgere printr-un mediu poros. Cel din urmă este mai adecvat datelor reale iar pe baza lui au fost stabilite modele numerice (Ribando et al., 1976) prin care a putut fi apreciată adâncimea de penetrare a celulelor de convecție. Pentru un mediu cu permeabilitate constantă ea este de 3,5 km, dar pentru un mediu cu o permeabilitate ce descrește exponențial ea poate fi considerabil mai mare.

În zonele de rift apa pătrunsă în crusta oceanică are un rol activ, ea determinând răcirea mai rapidă a magmei, deci contracția ei și ca atare formarea crăpăturilor prin care pătrund dyke-urile bazaltice. Mai mult decât atât, însăși existența și grosimea stratului de dyke-uri lamelare sînt condiționate de răcirea crustei de la suprafață și deci de penetrarea apei în ea. Această penetrare este rapidă, apreciată la 60 m pe an în unele calcule, sau numai la 2 m pe an (Lister, 1976). În orice caz, ea este de ordinul metrilor pe an, ceea ce face ca răcirea părții superioare a camerei magmatice să fie rapidă. Deoarece magmatismul și formarea crustei oceanice este un proces de geneză continuă, între răcirea crustei determinată de pătrunderea apei și eliberată de magmă se stabilește un echilibru dinamic în care parametrii interesați sînt: viteza de pătrundere a apei reci, viteza de expansiune și viteza de răcire a magmei.

Cu aceste noțiuni de ordin general să revenim la procesele metamorfice. Din acest punct de vedere nu ne mai interesează ramurile descendente de apă rece, care condiționează evoluția magmatismului, deasupra și în camera magmatică, ci ramurile ascendente, care reprezintă un aport hidrotermal cu putere metamorfică. Reacțiile termice complexe determinate de aceste ramuri sînt sintetizate în fig. 4.61. Se constată astfel că celulele de convecție sînt cu atât mai puțin pene-

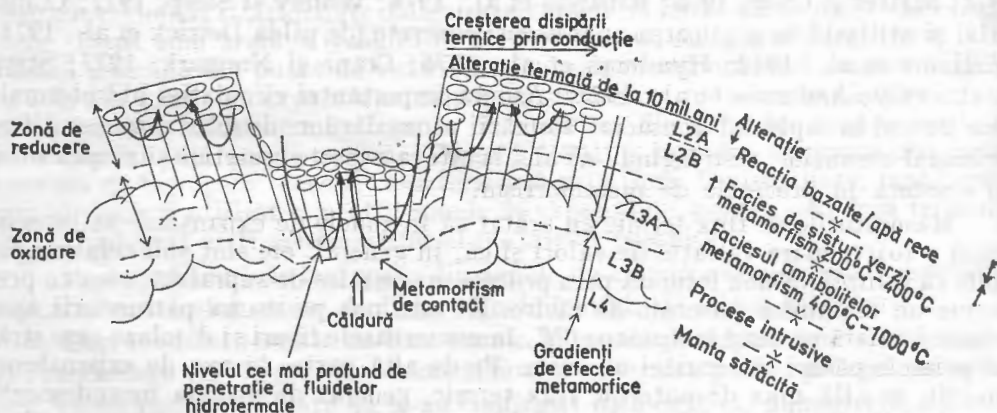


Fig. 4.61—Model pentru metamorfismul din zonele de rift. Adâncimea de penetrație a circulației hidrotermale limitează zona de metamorfism hidrotermal care nu depășește stratul oceanic 3 (După Stern et al., 1976).

trante cu cât sînt situate mai departe de axa de expansiune, ceea ce înseamnă că și căldura adusă de ele este mai redusă și ca atare și reacțiile metamorfice. Nivelul maxim de penetrare se află chiar sub rift, unde au loc și procese de metamorfism de contact, care, împreună cu efectul hidrotermal, duc la crearea condițiilor pentru un metamorfism de facies al amfibolitelor ($400-1\,000^{\circ}\text{C}$). El este prezent în stratul 3 A, adică în pătura de gabbrouri (cumulate și placate), ce sînt transformate parțial, mai ales partea superioară, în metagabbrouri. Influența hidrotermală este mai restrînsă în păturile superioare, unde apa din coloanele ascendente ale celulelor de convecție are o temperatură mai scăzută ($200-400^{\circ}\text{C}$) ceea ce creează condițiile pentru faciesul șisturilor verzi. El se face simțit în pătura de dyke-uri lamelare, ce constituie stratul oceanic 2 B. Deasupra, în sfîrșit, în stratul de pillow-lave/silluri nu mai au loc decît reacții chimice simple între apa rece și bazalte, cu preponderența alterării.

Dacă încadrăm această schemă într-una mai generată, avem imaginea completă a proceselor metamorfice ce pot avea loc în bazinele oceanice (fig. 4.62). În afara metamorfismului de contact și hidrotermal din zona de rift, ce duc la o stratificare pe orizontală a produselor metamorfice, sînt de semnalat cele de metamorfism dinamic, în zonele de falii transformante, unde de asemenea pot lua naștere celule de convecție hidrotermală, avînd în vedere că și aici există zone puternic fisurate din cauza solicitărilor tectonice. În sfîrșit, sub pachetele groase de sedimente de natură terigenă de pe marginea continentelor sînt create condițiile de metamorfism de îngropare, ce duc la faciesurile de metamorfism regional.

Din cele prezentate se vede că procesele metamorfice ocupă un loc important în constituirea și evoluția crustei oceanice. Dacă se consideră că formarea acestei cruste este un proces de genază continuă, ar trebui ca metamorfitele să fie prezente peste tot, iar ceea ce se formează sub rift să se deplaseze lateral și să se găsească în orice punct sub fundurile oceanice. În mod implicîț, ar trebui ca metagabbrouri și metabazaltele să fie un component constant al crustei oceanice. Acest fapt

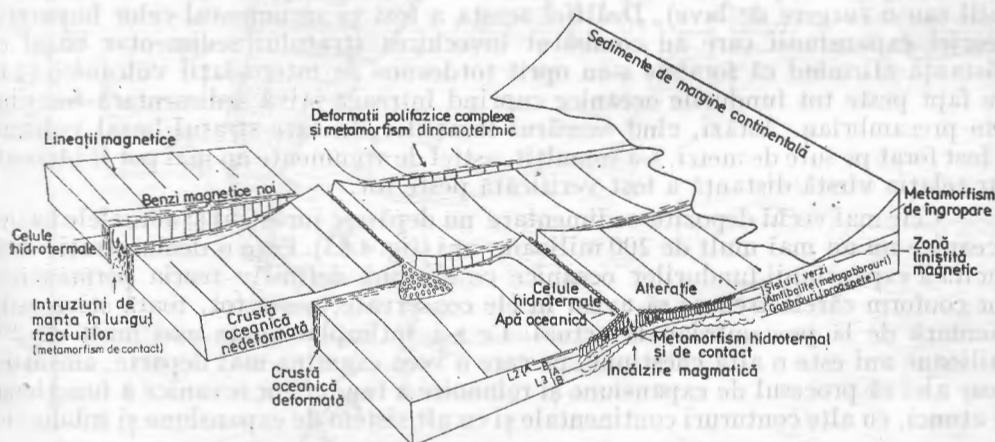


Fig 4.62—Reprezentare schematică a tipurilor de metamorfisme din bazinele oceanice: metamorfism hidrotermal și de contact în zonele de rift, metamorfism termic și cataclastic în zonele de fractură și metamorfism de îngropare în zona marginală a bazinei, la contactul cu continentul (După Stern et al., 1976).

nu este încă dovedit și va trebui să așteptăm pînă ce forajele de mare adîncime vor ajunge atît de adînc pentru a confirma sau infirma teoria actualmente acceptată.

9. Expansiunea și sedimentarea.

Cea mai simplă și directă verificare a teoriei expansiunii fundurilor oceanice se poate face prin studiul vîrstei sedimentelor depuse pe fundul lor. Este clar că fundul oceanic, fiind format continuu prin procese de acrețiune magmatică, va avea o vîrstă ce crește cu distanța față de centrul de expansiune. O primă stabilire a vîrstei s-a realizat prin fîșiile de anomalii magnetice care indică vîrsta stratului oceanic 2, cel care a înregistrat și conservat magnetizarea.

Verificarea vîrstelor magnetice s-a făcut prin forajele oceanice de mare adîncime din cadrul programelor JOIDES, DSDP și IPOD. Semnificativ este primul strat sedimentar depus peste stratul bazaltic, el trebuind să aibă o vîrstă aproape sincronă cu cea a anomaliei magnetice din locul respectiv. În figura 4.63 sînt prezentate rezultatele forajelor suboceanice din cadrul programului JOIDES (1969—1975) în Atlantic, în care sînt înscrise, în cîte un dreptunghi, numărul locației respective și dedesubt, limitele de vîrstă ale nivelului paleontologic de la talpa forajului. Cifrele subliniate arată că forajul s-a oprit într-un complex vulcanic.

Vechimea sedimentelor. Pe baza datelor expuse se poate evidenția printr-o diagramă simplă relația dintre distanța față de axa de expansiune și vechimea primului sediment. În fig. 4.64 este prezentată această relație utilizîndu-se numai datele primelor foraje JOIDES din Atlantic. Romburile indică erorile de apreciere față de relația liniară ideală. În general acordul între vîrstele paleontologice și cele magnetice este bun, cu unele excepții, cînd vîrsta paleontologică este mult mai mică. S-ar putea ca în astfel de cazuri forajele să nu fi ajuns la stratul bazaltic bazal ci să se fi oprit la o intercalație vulcanică din mijlocul stivei sedimentare (sill sau o curgere de lave). Dealtfel acesta a fost și argumentul celor împotriva teoriei expansiunii care au combătut învechirea stratului sedimentar bazal cu distanța afirmînd că forajele s-au oprit totdeauna în intercalații vulcanice și că de fapt peste tot fundurile oceanice cuprind întreaga stivă sedimentară începînd din precambrian. Astăzi, cînd numărul locațiilor, în care stratul bazal vulcanic a fost forat pe sute de metri, s-a înmulțit, astfel de argumente nu mai pot fi invocate iar relația vîrstă/distanță a fost verificată peste tot.

Cele mai vechi depozite sedimentare nu depășesc jurasicul și actualele bazine oceanice nu au mai mult de 200 milioane ani (fig. 4.63). Este o demonstrație strălucită a expansiunii fundurilor oceanice ce elimină definitiv teoria permanenței lor conform căreia trebuie să avem în ele conservate, peste tot, toată stiva sedimentară de la precambrian la actual. Ce s-a întîmplat acum mai mult de 200 milioane ani este o altă chestiune, pe care o vom examina mai departe, amintind doar aici că procesul de expansiune și reînnoire a fundurilor oceanice a funcționat și atunci, cu alte contururi continentale și cu alt sistem de expansiune și subducție.

Grosimea sedimentelor. A doua relație interesantă între sedimentare și expansiune este cea evidențiată de grosimea sedimentelor, variabilă cu distanța față de axa de expansiune. Este clar că, cu cît distanța este mai mare, deci vechimea plăcii este mai mare, ea a stat la dispoziția sedimentării un timp mai îndelungat,

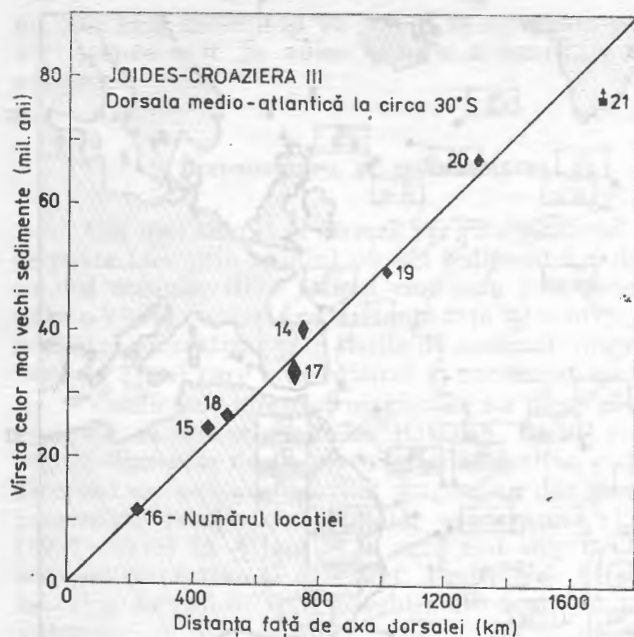


Fig. 4.64—Relația dintre distanță față de axa dorsalei și vîrsta celor mai vechi sedimente în diferite puncte forate în Atlantic. Mărimea sem-nului indică erorile standard atît pentru vîrstă (axa verticală), cît și pentru distanță (axa orizontală). În locația 21 nu a fost atinsă baza de roci magmatice.

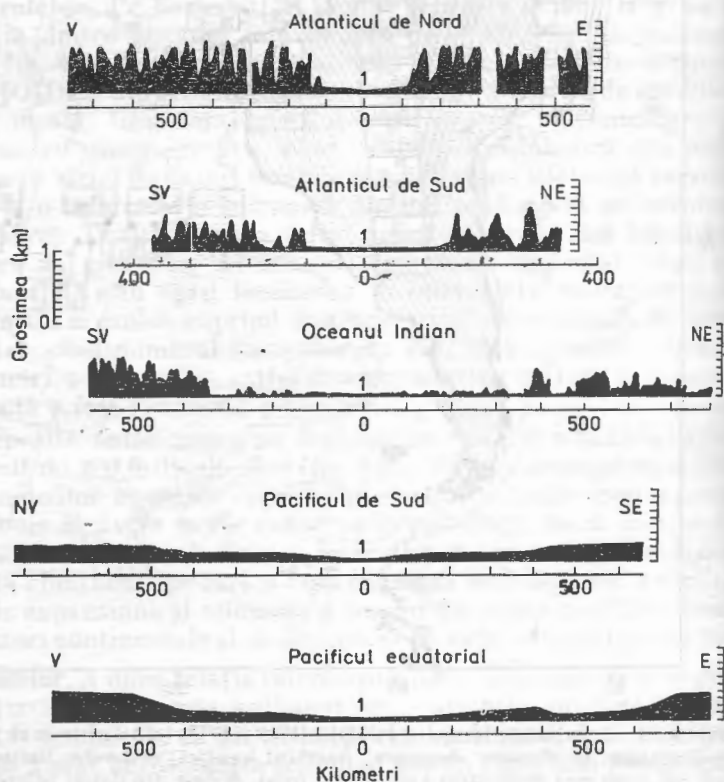


Fig. 4.65—Grosimea sedi-mentelor din oceane în raport cu distanța față de axa de expansiune (După Ewing și Ewing, 1967).

recepționând o cantitate mai mare de depozite. În mare, relația este valabilă pentru toate oceanele, așa cum reiese din fig. 4.65.

Dacă analizăm mai în detaliu relația sedimentare-expansiune, trebuie să aplicăm un alt factor, viteza de expansiune. În capitolul 1 am prezentat diagrama sintetică a lui Berggren în care este exprimată rata teoretică de sedimentare în funcție de timp și de viteza de expansiune. Datele concrete pun însă în evidență abateri importante de la relația teoretică liniară, astfel după cum se vede în fig. 4.66 în care este prezentată rata de sedimentare din bazinul nord-american după datele a 8 foraje. Rata de sedimentare este dată în centimetri pe o mie de ani (cifrele de pe linii). După cum se observă, în unele foraje (10, 111, 8, 105) există tendința de a se conserva pe un lung interval de timp o rată uniformă de sedimentare (palierele de oligocen și miocen), în altele sînt acumulări mai puternice dar uniforme (locațiile 112 și 9), iar la altele este evident aportul perturbant prin curenți de turbiditate (locațiile 106, 113). Trebuie subliniat că aprecierile de vîrstă și grosime pe bază de foraje sînt destul de aproximative deoarece nu se ține seama de compactarea sedimentelor și diageneză, care reduce grosimea în mod substanțial, mai ales la sedimentele vechi. În general în Atlanticul de Nord vitezele de acumulare cele mai mari sînt pentru pliocen, de 120—180 m/mil. ani; mîlurile calcaroase miccene s-au sedimentat cu 10—30 m/mil. ani, iar argilele pelagice mezozoice și paleogene cu 2—4 m/mil. ani. În astfel de condiții de sedimentare variabilă este desigur greu a se aprecia vîrsta unui punct de pe fundul oceanelor numai după cantitatea globală de sedimente acumulată. Aceasta totuși poate da indicații interesante

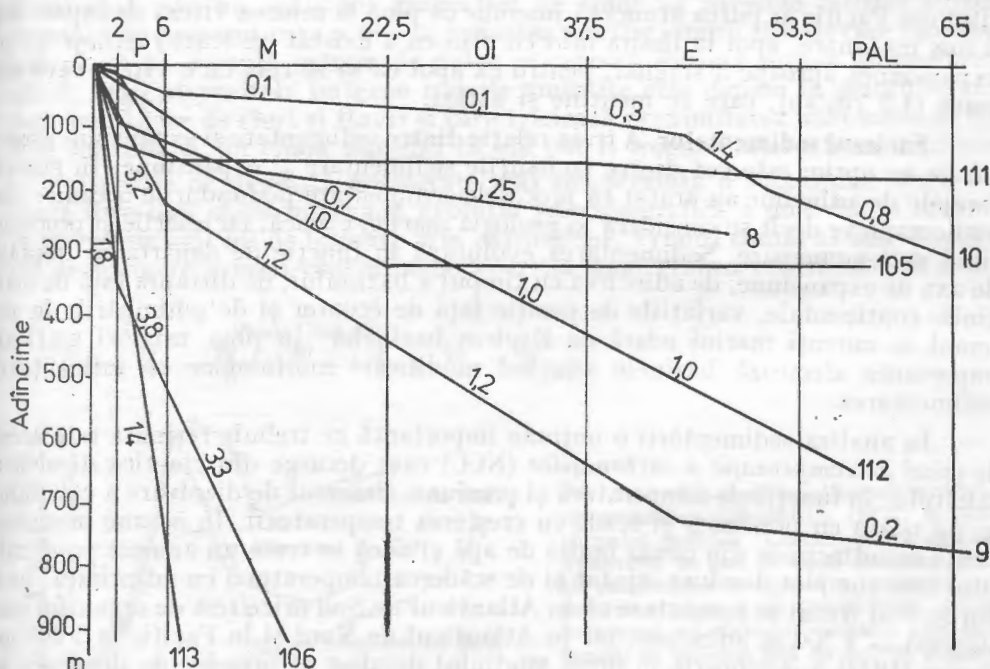


Fig. 4.66—Rata de sedimentare în bazinul nord-american și în Golful Hudson începînd din paleogen. La capătul fiecărei linii este trecut numărul forajului. Adîncimea este dată începînd de la fundul oceanic în jos. Rata este dată pentru intervalele geologice în centimetri pe mie de ani. Pal, paleogen; E, eocen; O, oligocen; M, miocen; P, pliocen; Q, cuaternar (După Pautot și Le Pichon, 1973).



Fig. 4.67 – Grosimea sedimentelor pe creasta și flancurile Dorsalei Pacificului ecuatorial. Pantele dau rata de sedimentare presupunând o expansiune constantă de 4,5 cm/an. Schimbarea bruscă a ratei de sedimentare este pusă pe seama modificării vitezei de expansiune (După Ewing și Ewing, 1967).

asupra procesului însuși de expansiune, așa cum au arătat Ewing și Ewing (1967) pentru Pacificul ecuatorial unde se constată o variație bruscă și simetrică a grosimii stratului sedimentar acum 10 milioane ani (fig. 4.67). Dacă se admite o viteză uniformă de expansiune de 4,5 cm/an înseamnă că rata de sedimentare a trecut de la 13 mm/1 000 de ani la o viteză de 100 mm/1 000 de ani (panta bruscă, pentru că apoi spre axa dorsalei să se stabilizeze o rată de 13 mm/1 000 de ani). Se pot invoca mai multe procese sedimentare care să determine astfel de modificări, dar este greu de a le aplica simultan pentru ambele flancuri, la distanțe considerabile. Se pune de aceea problema dacă grosimile diferite nu reflectă de fapt variații ale vitezei de expansiune, în sensul că o viteză mică de expansiune permite acumularea unei cantități mai mari de sedimente pe unitate de suprafață. Profilul din Pacific ar putea atunci să însemne că pînă la miocen viteza de expansiune a fost mai mare, apoi la limita miocen/pliocen a existat un scurt răstimp în care expansiunea aproape a stagnat, pentru ca apoi ea să se reia cu o viteză ceva mai mare (4,5 cm/an), care se menține și astăzi.

Faciesul sedimentelor. A treia relație dintre sedimentare și expansiune asupra căreia ne oprim este cea dintre faciesurile sedimentare și expansiune. În general forajele de adîncime au arătat că procesele sedimentare pe fundurile oceanice sînt mai complexe decît se considera în geologia marină clasică, faciesurile și procesele fiind mai numeroase. Sedimentarea evoluează în funcție de depărtarea treptată de axa de expansiune, de adîncirea cu timpul a bazinului, de distanța față de marginile continentale, variațiile de poziție față de ecuator și de schimbările în sistemul de curenți marini odată cu lărgirea bazinelor. În plus, mișcări verticale importante afectează bazinele aducînd modificări morfologice ce influențează sedimentarea.

În analiza sedimentării o noțiune importantă ce trebuie reținută este aceea de *nivel de compensație a carbonaților* (NCC) care decurge din cinetica dizolvării calcitului în funcție de temperatură și presiune. Procesul de dizolvare a calcitului crește odată cu presiunea și scade cu creșterea temperaturii. În oceane presiunea crește cu adîncimea din cauza masei de apă și dacă se trece un anumit prag, calcitul este complet dizolvat, ajutat și de scăderea temperaturii cu adîncimea. Încă din secolul trecut se constatare că în Atlanticul de Sud orice test de organism este dizolvat la 4 500 m adîncime, iar în Atlanticul de Nord și în Pacific la 5 000 m. Berger (1972) a descoperit în urma studiului detaliat al urmelor de dizolvare în sedimentele obținute din foraje că la circa 500 m deasupra NCC-ului se află un nivel începînd de la care în jos dizolvarea crește brusc. Denumit de el *lizoclin* acest nivel este un indicator extrem de important al nivelului de depunere al sedi-

mentelor. Interesant este faptul că nici NCC și nici lizoclinul nu au un parcurs orizontal ci variază în funcție de curenții marini, cei reci determinând o coborîre iar cei calzi o ridicare. Așa se explică fluctuațiile evidențiate în fig. 4.68 din care reiese de pildă o puternică invazie de apă rece în Atlantic acum circa 15 milioane ani.

Carbonații provin în mod exclusiv din activitatea biotică și anume, din restele de organisme microscopice (foraminifere, cocolite, infuzorii), care se depun în mare cantitate. Examinarea directă din submersibile ale fundului atlantic în cadrul operației FAMOUS a arătat că întregul peisaj este alb, ca nins, din cauza pudrei calcaroase foarte fine ce îmbracă totul.

Tot de natură organică sînt unele sedimente silicioase provenind din acumularea de testuri de radiolari, diatomee și silicoflagelate și care pot duce la formarea unor strate compacte de cherturi. Astfel de cherturi au fost un timp o piedică serioasă în efectuarea forajelor adînci deoarece ele uzau sapele de foraj extrem de rapid. Depășirea lor nu a fost posibilă decît după ce a fost pus la punct un sistem de hidraj care să permită extragerea sapei, înlocuirea ei și regăsirea la o nouă imerțiune a găurii de foraj.

Pe lîngă produsele organice, sedimentele profunde cuprind mîluri fine (de tipul argilelor roșii) ce provin din pelitele aduse în suspensie de curenții marini, din praf transportat de vînturi peste ocean sau din praf cosmic. În ultimii 30 ani o mare amploare a luat studiul turbiditelor, materiale sedimentare transportate de către curenții de turbiditate, curenți de fund care urmează liniile de cea mai mare pantă ale fundurilor oceanice din cauza densității lor mai mari decît apa. Rezultatul este un sediment granoclast ce tinde să niveleze relieful existent. Acesta este procesul care a dus la formarea marilor cîmpii abisale care au o suprafață plană cu o pantă extrem de dulce ce coboară dinspre sursele alimentare. În sfîrșit, între depozitele terigene trebuie amintite cele depuse la marginea continentelor, aduse de râuri și fluvii și care trădează proximitatea unei surse de denudare subaeriană, în ciuda faptului că ele pot fi transportate extrem de departe.

Tipurile de depozite enumerate mai sus prezintă o succesiune sau o alternanță care lasă să se întrevadă evoluția paleogeografică a unui bazin oceanic și ca atare procesul lui de formare prin expansiune. Primul stadiu al unui bazin este cel de spargere a unui continent cu apariția unui graben continental și o primă

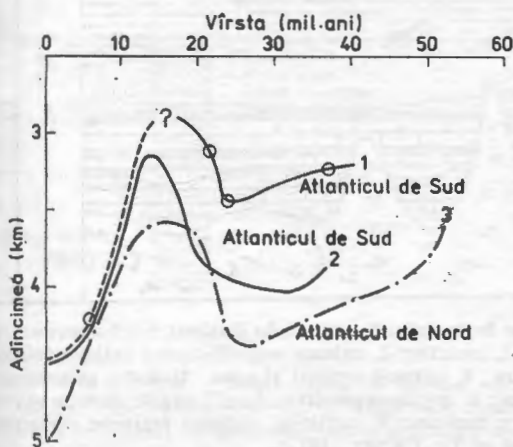


Fig. 4.68—Fluctuațiile adîncimii nivelului de compensație a carbonaților (NCC) în decursul timpului geologic. Curbele 1 și 2 sînt pentru Atlanticul de Sud în două variante de calcul ale rezultatelor croazierei 3 JOIDES; curba 3 pentru Atlanticul de Nord după rezultatele croazierei 14. Calculul vechimii este făcut în funcție de distanța față de axa de expansiune. Se observă o puternică ridicare a nivelului acum circa 15 milioane de ani datorată probabil unei invazii de apă rece (După Pautot și Le Pichon, 1973).

invazie a apei marine care se evaporă periodic. În această fază sînt frecvent depozitele de evaporite și este semnificativ faptul că ele au fost identificate la mare adîncime în Atlantic (în Golful Mexic) și în largul coastei africane, unde nu își găsesc nici o explicație posibilă decît admițînd că ele reprezintă un fel de stadiu Afar al expansiunii Atlanticului. Aproape de zona de expansiune sînt apoi frecvente cineritele și materialele sedimentare cu o largă componentă eruptivă, peste care se depun sedimente pelagice biogene, carbonatice sau silicioase. Pe măsură ce placa se depărtează de axa de expansiune, ea se coboară la adîncimi tot mai mari din cauza contracției termice. Prin aceasta fundul oceanic ajunge sub nivelul de compensație al carbonaților. Dacă calcarele depuse pînă atunci au fost acoperite de un strat pelagic protector, ele se vor conserva, dacă nu, se vor dizolva și faciesul carbonatic va dispărea din succesiune, intervalul corespunzător depunerii lor apărînd ca o lacună. În orice caz de aici încolo nu se vor mai depune carbonați ci numai pelite. Cînd punctul luat în considerare va fi atît de departe de axa de expansiune încît va depăși marginile dorsalei, ajungînd în zona cîmpiei lor abisale, sedimentarea terigenă va fi reprezentată prin turbidite, depuse de curenții ce vin de pe continentele mărginașe și care pînă acum nu au putut escada pantele dorsalelor. Peste această evoluție, am putea spune normală, se pot adăuga perturbații aduse de invazia curenților de apă de temperatură diferită, curenții calzi putînd determina mărirea producției biologice și accelerarea sedi-

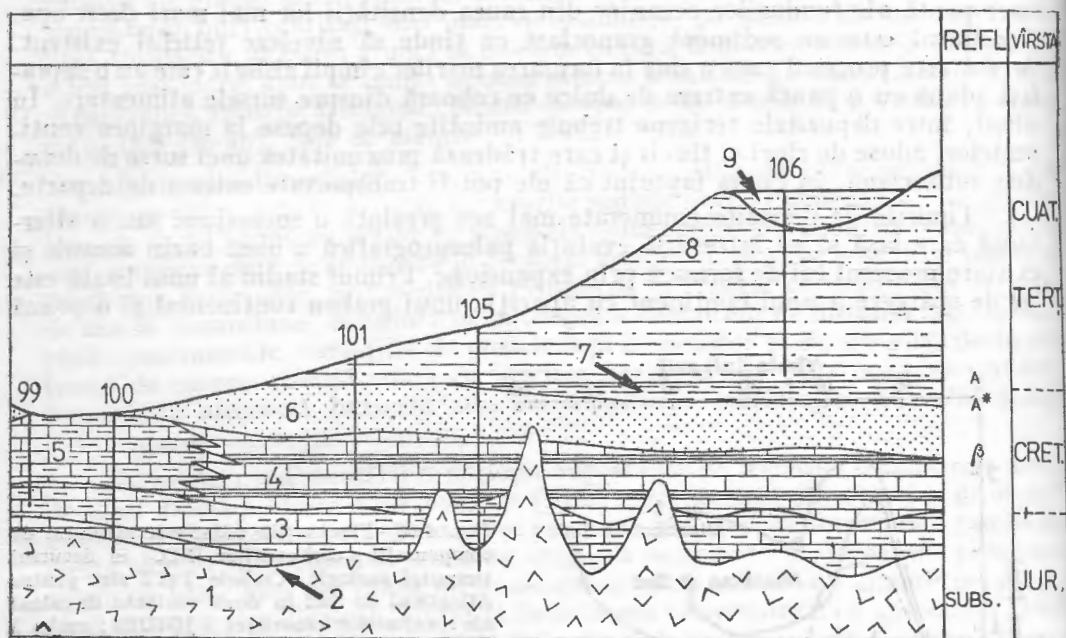


Fig. 4.69 — Distribuția schematică a diferitelor faciesuri sedimentare în Bazinul nord-american, pe baza forajelor și a datelor de seismo-reflecție. 1, bazalte; 2, calcare cenușii-verzui callovo-oxfordiene; 3, calcare argiloase roșii jurasic superioare; 4, calcare cenușii și albe, tithonic-neocomiene; 5, miluri calcaroase cretoase tithonic-neocomiene; 6, argile negre cretacice; 7, argile peștrițe neocretacice-terțiar inferioare; 8, miluri hemipelagice terțiare; 9, argile și nisipuri terigene cuaternare (După Pautot și Le Pichon, 1973).

mentării calcaroase sau silicioase, curenții reci putînd determina o coborîre a NCC-ului la adîncimi mai mari.

Exemplificăm schema teoretică a sedimentării oceanice determinată de procesul de expansiune prin două exemple, primul referindu-se la Oceanul Atlantic și evoluția lui generală, al doilea la Pacificul ecuatorial.

În fig. 4.69 este prezentată o schemă a faciesurilor sedimentare din bazinul nord-american bazată pe date de foraj și de seismo-reflecție. Se observă că suita este completă stratigrafic, de la callovo-oxfordian pînă la pleistocen. În fig. 4.70 sînt prezentate două profile sintetice și simplificate pentru două bazine situate pe același meridian în Atlantic, cel din stînga fiind bazinul nord-american iar cel din dreapta bazinul nord-vest african. Se constată în primul rînd că sedimentarea nu a început simultan, bazinul vestic cuprinzînd și jurasicul superior în timp ce, cel estic debutează în cretacicul inferior. De subliniat existența unor întreruperi în coloana stratigrafică, explicabile fie printr-o eroziune post-depozițională, fie printr-o nedepunere. Desigur, lipsa de depunere pare un nonsens într-un bazin acvatic permanent dar se poate întîmpla să existe curenți de apă puternici care să împiedice sedimentarea sau ca aceasta să aibă o viteză sub 10% din viteza normală a tipului respectiv de sediment, cînd el nu mai este înregistrat paleontologic.

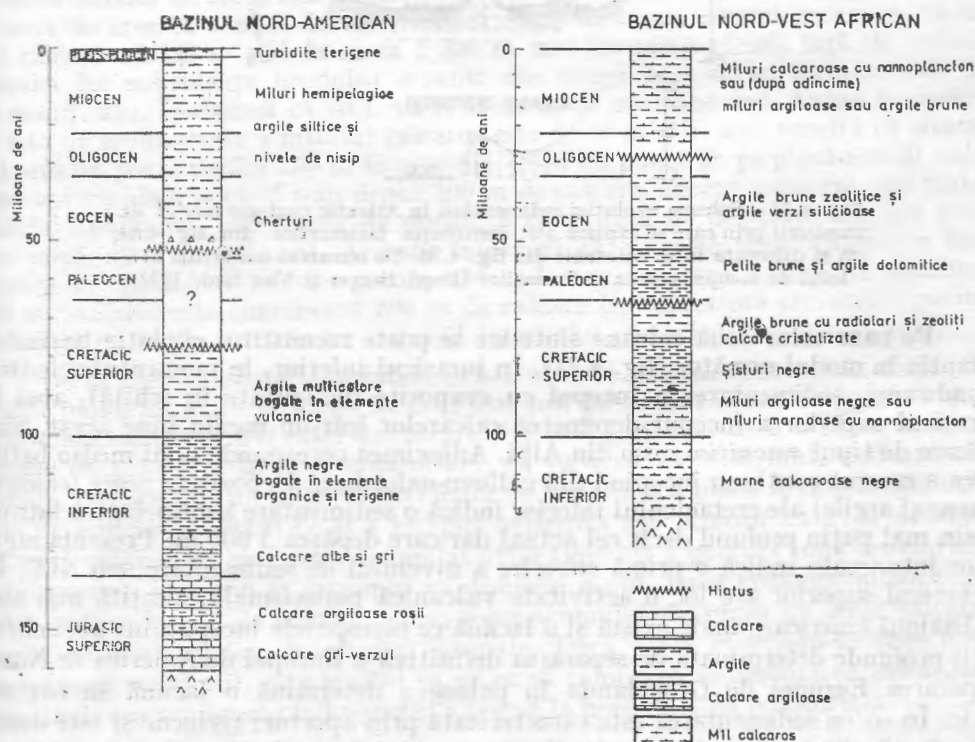


Fig. 4.70 — Coloane stratigrafice în Bazinul nord-american și Bazinul nord-vest african din Atlantic care evidențiază că, în ciuda unei expansiuni simetrice, succesiunea stratigrafică diferă nu numai ca faciesuri ci și ca momente de debut al sedimentării și de întrerupere a ei (După Pautot și Le Pichon, 1973).

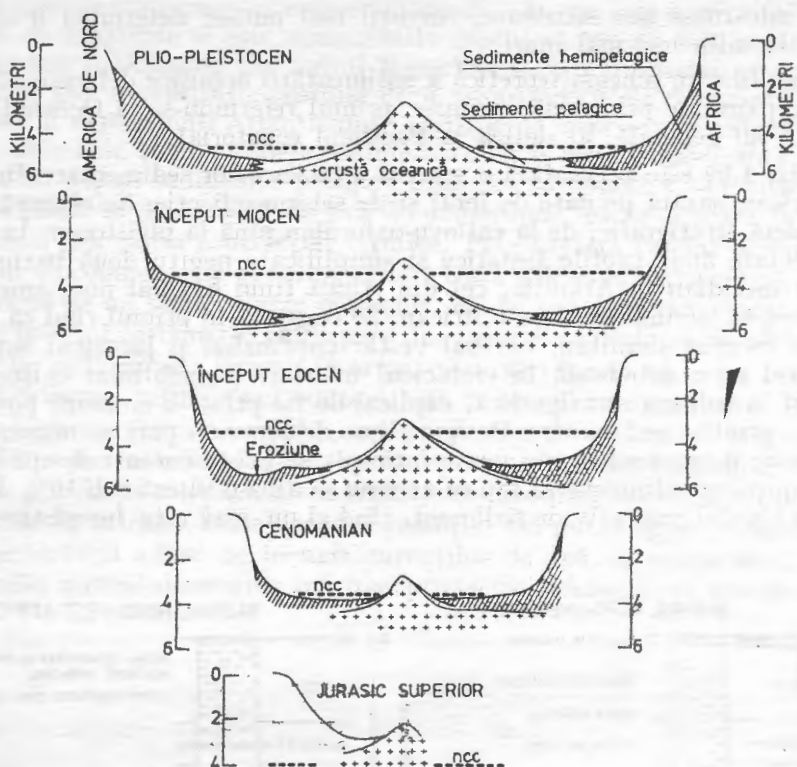


Fig. 4.71 — Schema evoluției sedimentării în Atlantic conform teoriei expansiunii prin care se explică atât distribuția faciesurilor din fig. 4.69, cât și diferența între coloanele din fig. 4.70. De remarcat oscilațiile nivelului de compensație a carbonaților (După Berger și Von Rad, 1972).

Pe baza celor două coloane sintetice se poate reconstitui evoluția bazinului atlantic în modul următor (fig. 4.71). În jurasicul inferior, în momentul scindării Gondwanei, sedimentarea a început cu evaporite (nefigurate în schiță), apoi în jurasicul superior a început depunerea calcarelor într-un mediu bine aerat. Sînt calcare de tipul *amonitico rosso* din Alpi. Adîncimea corespunde unui mediu batial și ea a crescut continuu începînd din callovo-oxfordian. Depozitele negre (calcare, marne și argile) ale cretacicului inferior indică o sedimentare hemipelagică într-un bazin mai puțin profund decît cel actual dar care depășea 3 000 m. Prezența argilelor întunecate indică o primă cîmboare a nivelului de sedimentare sub NCC. În cretacicul superior are loc o activitate vulcanică paroxismală, simțită mai ales în bazinul american, unde există și o lacună ce corespunde începutului unei circulații profunde determinată de separarea definitivă a Europei de America de Nord. Separarea Europei de Groenlanda în paleogen determină o lacună în bazinul estic. În eocen sedimentarea este caracterizată prin aporturi terigene și este dominant hemipelagică în partea mai adîncă a bazinului. Au loc eroziuni importante, care sînt prezente și în timpul oligocenului, în timp ce în miocen sedimentarea este mult mai puternică, cu turbidite în cîmpiile abisale și glacisuri continentale. Probabil că NCC este mai ridicat din cauza unor curenți calzi, fapt pentru care

pozitele silicioase sînt predominante (faimoasele cherturi dure). În pliocen este predominantă o sedimentație grosieră terigenă provenind din platformele orale, măturate de curenți de turbiditate care au transportat materialul în pîiile abisale. În pleistocen sedimentarea este redusă, cu excepția locurilor în care aisbergurile desprinse din calota glaciară au adus material grosier, uneori chiar ruditic, pe care au depus destul de departe.

Prezentarea de mai sus este extrem de schematică și succesiunile sedimentare se schimbă mult de la un foraj la altul, denotînd variații de facies. Metoda de stabilire a vîrstelor și a stratigrafiei fundurilor oceanice seamănă, în ce privește corelările, cu ceea ce se efectuează de decenii de către geologii de teren. S-ar putea chiar spune că stratigrafia bazinelor oceanice trebuie să furnizeze modelele pentru faciesele obținute pe uscat unde, ceea ce studiază geologii, sînt în multe cazuri foste bazine oceanice ridicate de vicisitudinile tectonice de sub apele mării. În orice caz de aici înainte va fi greu ca geologii să nu țină seama în interpretările lor de teoria expansiunii fundurilor oceanice care oferă cheia pentru înțelegerea distribuției faciesurilor.

Al doilea exemplu de corelare a sedimentării cu procesele de expansiune prezentăm pe baza datelor furnizate de croaziera 20 a navei „Glomar Challenger” (1972) în Pacificul de Vest (Heezen et al., 1973). Premisele teoretice pentru interpretarea datelor de foraj sînt următoarele: să presupunem că sedimentarea începe în zona de creastă a unei dorsale, îndată după formarea crustei oceanice, cu un mil calcaros. NCC se află la circa 1 000 m mai jos (altitudinal) față de creasta dorsalei iar subsidența fundului oceanic din cauza contracției termice este de 50 m/mil. ani. Înseamnă că NCC va fi atins în 20 milioane ani. Avînd în vedere că rata de sedimentare a mîlului calcaros este de 10 m/mil. ani, rezultă că stratul calcaros nu poate depăși 200 m în grosime. Cînd un punct de pe placă are 20 milioane ani vechime și pe el s-au depus 200 m de calcare, începe sedimentarea materialului anorganic, sub formă de argilă, a cărui rată de depunere este cu mult mai mică, de 1 m/mil. ani. Aceasta înseamnă că o crustă oceanică care a luat naștere în cretacicul inferior (acum 120 milioane ani) are acumulate deasupra 300 m de sedimente cuprinzînd 200 m de calcare (ce reprezintă cretacicul mediu) și 100 m de argile abisale (ce cuprind intervalul cretacicul superior-actual).

De la această evoluție normală există abateri în zona ecuatorială unde producția biologică mare împinge NCC-ul mai jos, pe fundul oceanic ajungînd să se acumuleze cantități mai mari de calcare (fig. 4.72). Astfel, dacă o placă se mișcă paralel cu ecuatorul în zona ecuatorială, ea va avea un strat mult mai mare de calcare, ce cuprinde un interval mai mare de timp. Dacă placa se mișcă însă oblic față de ecuator, punctul ce și-a început existența sub ecuator va avea deasupra un strat sedimentar mai gros, acumulat atîta timp cît a parcurs zona ecuatorială, iar după ce a ieșit din ea grosimea va diminua rapid. Dacă considerăm un punct aflat undeva la sud de ecuator, el va avea acumulat deasupra un strat calcaros, urmat de unul argilos, în grosimi normale. Dacă placa mișcîndu-se spre nord, traversează ecuatorul, este posibil ca pe ea să reînceapă sedimentarea calcaroasă, urmată de cea argilooasă cînd punctul a trecut la nord de zona ecuatorială.

Schema teoretică de mai sus este verificată perfect de forajele din Pacific unde s-a putut detecta, în zona dintre insulele Marshall și fosa Japoniei, o repetare a stratului calcaros, cel superior corespunzînd momentului de trecere al locațiilor de foraj prin zona ecuatorială (fig. 4.73). În acest fel a putut fi stabilit traseul

de mișcare a Plăcii Pacificului de Vest, vîrstele determinate paleontologic fiind verificate și prin linițiile magnetice.

10. Cinematica procesului de expansiune.

Numeroasele date privind morfologia, seismicitatea și magnetismul dorsalelor medio-oceanice, obținute în ultimul timp, au dus la stabilirea mai în detaliu a modului în care are loc expansiunea și acrețiunea plăcilor și a evoluției lor de-a lungul timpului. În cele de mai jos vom prezenta rezultatele la care s-a ajuns, folosind din nou informațiile aduse de proiectul FAMOUS care a permis elaborarea unui model cinematic foarte complet. Evident, nu se poate ști astăzi dacă el este valabil pentru toate dorsalele și dacă poate fi extrapolat în timp înapoi; dar el oferă elemente pentru abordarea cu mai mult realism a spinoasei probleme a dinamicii expansiunii și a morfogenezei dorsalelor.

Determinarea vitezei de expansiune. Primul pas cu care trebuie începută o analiză a mișcării de expansiune este determinarea vitezei ei. Ea a fost reutilizată pentru zona FAMOUS cu ajutorul datelor magnetice și morfologice sau prin determinări de vîrste ale rocilor (vîrste absolute sau relative). Vom începe cu ultimele deoarece ele au cel mai mare grad de încredere.

Pentru detalierea modului în care are loc procesul de expansiune actual trebuie luate în discuție elemente care au suferit o modificare notabilă într-un timp extrem de scurt. Intervalul optim de analizat ar fi cel cuprins între actual și 300 000 ani, dar pentru care, din cauza conținutului redus al rocilor în U și K, metodele uzuale de determinare a vîrstelor absolute, urmele de fisiune și metoda K—Ar, nu sînt operante. Pentru aceasta s-a recurs în cazul cercetărilor FAMOUS la două metode mineralogice indirecte (Bryan et Moore, 1977). Prima se bazează pe alterarea crustei de sticlă vulcanică de pe suprafața bazaltelor răcite sub formă de pillow-lava și trecerea sticlei în palagonit. Grosimea acestei cruste este dependentă de timp, ea crescînd odată cu palagonitizarea sticlei, dinspre exterior și din interior. A doua metodă se bazează pe depunerea lentă a unei cruste de oxizi de Mn și Fe prin precipitare din apa de mare, proces și el dependent de timp. Numeroase măsurători au arătat că stratul de palagonit crește de trei ori mai repede decît crusta de mangan, așa cum rezultă din diagrama din fig. 4.74. Pe baza acestui raport eșantioanele din zona văii de rift au fost împărțite în patru grupe, grupa 1 trebuind să reprezinte vîrsta cea mai tînără. Distribuția geografică a acestor grupe arată că grupa 1 se găsește cantonată strict în valea de rift, vîrsta crescînd spre pereții interiori, dar în mod asimetric. Asupra prezenței grupei 4 în mijlocul văii vom reveni. Comparăția grosimii stratelor de palagonit și oxizi de mangan cu vîrsta coralilor (determinată cu C^{14}) indică o creștere a crustei de 20 mm în 1000 ani iar corelarea cu urmele de fisiune indică o creștere de 3 mm în 1000 ani. Aplicînd aceste valori la crustele de palagonit de pe lăvelle din valea de rift rezultă pentru grupa 1 o vîrstă de cîteva sute, pînă la cîteva mii de ani, iar cele din grupa 4 de la cîteva mii, la cîteva zeci de mii de ani. Aceste date oferă un reper pentru aprecierea ordinului de mărime al vîrstei elementelor morfologice din valea de rift.

A doua metodă de determinare a vîrstelor, cea bazată pe anomalii magnetice, a fost aplicată în zona FAMOUS de Macdonald (1977), care a utilizat datele măsurătorilor magnetice făcute aproape de fund din întreaga zonă. Rezul-

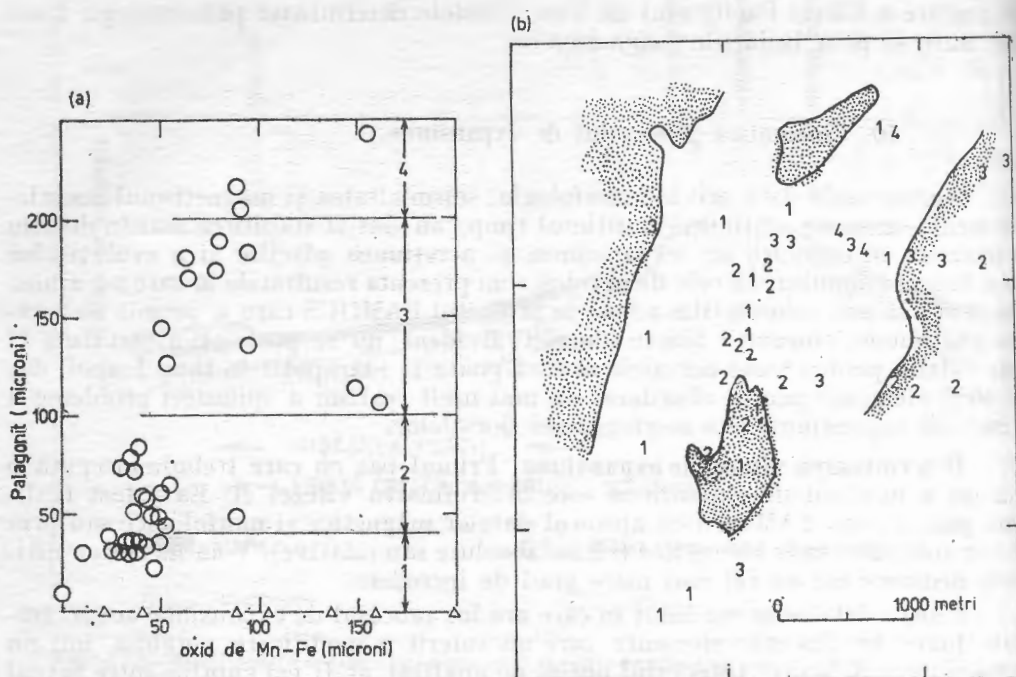


Fig. 4.74—(a) Separarea pe patru clase de vîrstă (1—4) a eșantioanelor de lavă bazaltică din zona FAMOUS pe baza relației dintre grosimea palagonitului și a stratului de oxid de Mn-Fe. Vîrsta crește cu grosimea palagonitului și a stratului de oxid. Eșantioanele notate cu triunghiuri nu au sticlă; (b) Distribuția geografică a grupelor de vîrstă stabilite în diagrama (a). Punctat, adîncimi mai mici de 2 600 m (coline vulcanice și pereții văii de rift), (După Bryan și Moore, 1977).

tatele sînt sintetizate într-o diagramă de corelare a vîrstelor cu distanța față de axa de expansiune (fig. 4.75). Din ea rezultă viteza de expansiune de ambele părți ale văii de rift. Deoarece pentru axa propriu-zisă nu există o rezoluție suficientă, vitezele obținute au fost utilizate într-o diagramă de detaliu (fig. 4.76) în care de asemenea axele reprezintă elemente morfologice (colinele vulcanice), care după cum se vede, se înscriu riguros liniar, ceea ce permite datarea lor cu precizie. Pentru valea internă a riftului (primul km) în partea de sus a diagramei sînt trecute valorile de vîrstă obținute pe crustele de palagonit.

Determinarea vîrstei elementelor morfologice ale văii de rift ne permite să abordăm diverse probleme de ordin dinamic.

Lățimea zonei de acrețiune este un element extrem de important de cunoscut pentru înțelegerea multor fenomene ce au loc în rift, cum ar fi magnetizarea, petrogeniza și dobîndirea termalității. Ea poate fi examinată în lumina datelor magnetice, seismice, tectonice și a datării elementelor de relief.

Ca zonă de acrețiune trebuie considerată porțiunea din valea de rift în care au loc frecvent extruziuni și intruziuni de magme bazaltice și unde ca atare are vîrsta „zero” (Luyendyk și Macdonald, 1977). În VR 2 din zona FAMOUS partea centrală a văii de rift, așa-numita vale centrală, prezintă o acumulare de mase bazaltice care edifică lanțul de înălțimi centrale (Munții Venus etc.). Aici nu se observă fisuri de tensiune, deși procesul de extensie este prezent, deoarece ele

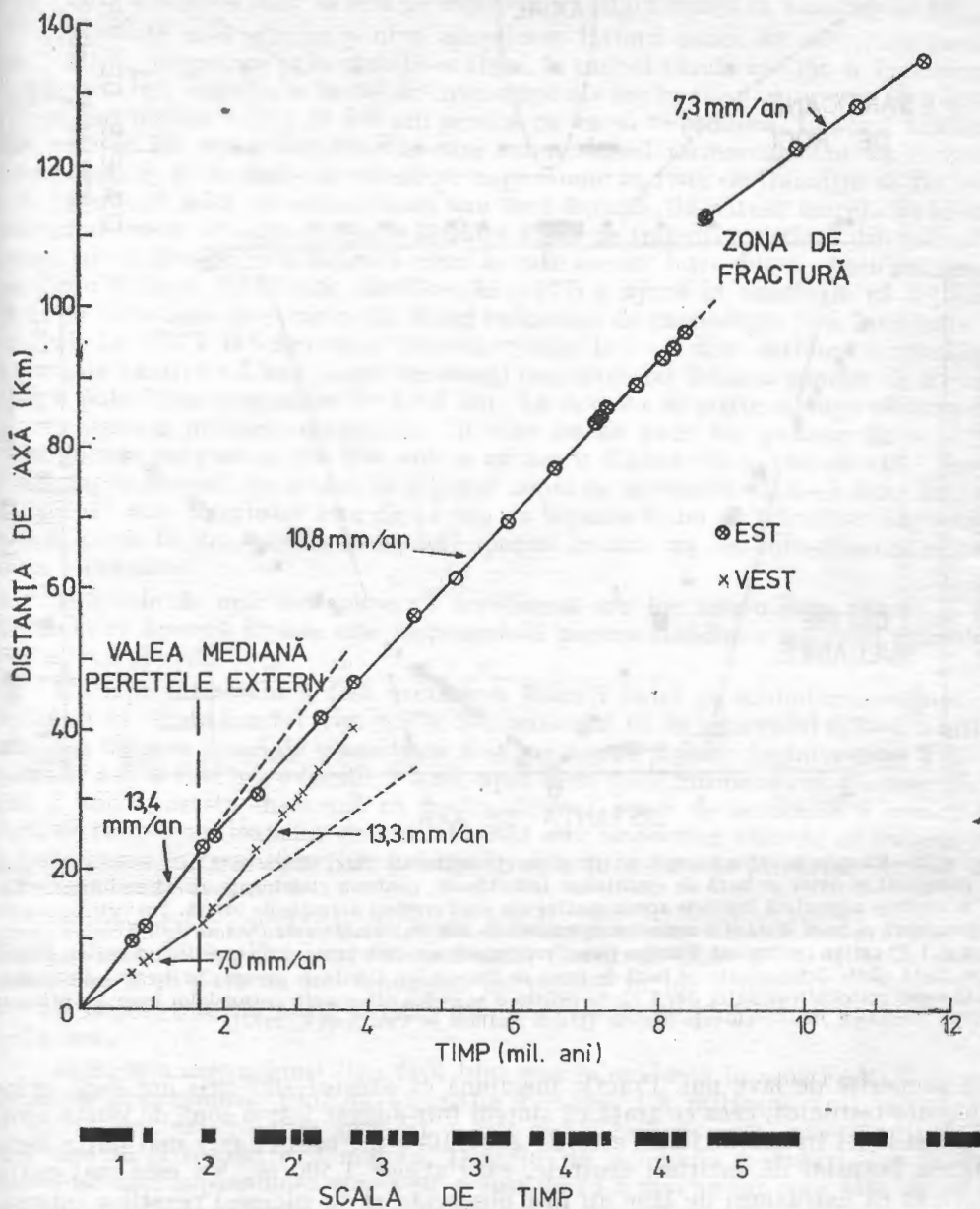


Fig. 4.75 — Determinarea vitezei de expansiune pe baza relației dintre distanța de axa de expansiune și vîrstă în perimetrul FAMOUS. Se observă o expansiune asimetrică: în timp ce în vest viteza a fost constantă, în est în cadrul anomaliei 2 a avut loc o mărire bruscă a vitezei. Ea a survenit integral în cadrul acestei anomalii, adică în mai puțin de 0,15 milioane ani. În cadrul intervalului de confidență de 95% erorile în determinarea vitezei sînt sub 0,6 mm/an (După MacDonald, 1977).

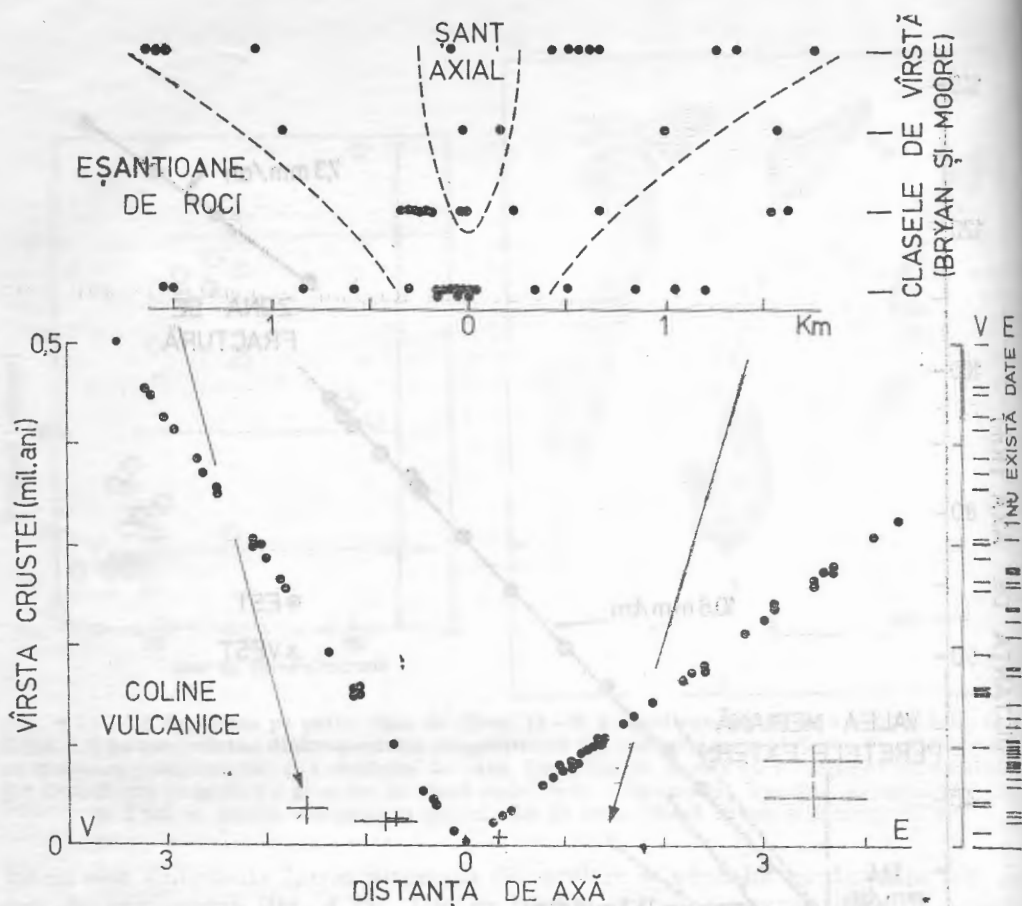


Fig. 4.76 — Vîrstele în valea internă de rift și pereții alăturați. Sus: vîrsta dată de grosimea stratului de palagonit și oxizi pe bază de eșantioane individuale, conform claselor de vîrstă stabilite în fig. 4.74; curbele reprezintă limitele aproximative ale unei creșteri normale de vîrstă. Jos: vîrsta crustei determinată pe baza distanței colinelor vulcanice de axă, calculate pentru viteze de 0,7 cm/an pentru vest și 1,35 cm/an pentru est. Fiecare punct reprezintă o colină vulcanică; crucile în baza diagramei reprezintă vîrste determinate pe bază de urme de fisiune, cu limite de eroare; în dreapta sînt asamblate toate colinele vulcanice după vîrste pentru a se vedea alternanța episoadelor eruptive din vest cu cele din est (După Ballard și Van Andel, 1977).

sînt acoperite de lave noi. Practic înseamnă că acestea sînt mai noi decît orice deplasare tectonică, ceea ce arată că sîntem într-adevăr într-o zonă de vîrstă zero. Lățimea fîșiei lipsite de fisuri este de 200—1000 m, ceea ce este mai puțin decît lățimea lanțului de înălțimi centrale, care atinge 1 500 m. Nu este mai puțin adevărat că extruziuni de lave au fost observate și la piciorul pereților interni, ceea ce îngreunează definirea cu precizie, pe astfel de considerente, a lățimii zonei de acrețiune.

O altă observație, menționată deja anterior, este aceea că la intersecția văii de rift cu o zonă de fractură, epicentrele microseismelor se opresc brusc în zona de fractură, în dreptul centrului văii de rift, fără să fie dispersate pe întreaga lă-

țime a acesteia. Înseamnă că într-adevăr zona tectonic activă în rift este extrem de îngustă, restrânsă doar la axa de expansiune (MacDonald et Luyendyk, 1977).

Elemente mai precise pentru aprecierea lățimii zonei de acrețiune furnizează datele magnetice prin stabilirea fișiei în cadrul căreia are loc o inversiune magnetică. Într-adevăr, o astfel de inversiune are loc în timp și anume, s-a apreciat că sînt necesari circa 10 000 ani pentru ca ea să se producă. În acest răstimp sînt puse în loc mase bazaltice în care magnetismul termoremanent va înregistra fluctuații, și depinde de viteza de expansiune ca fișia de tranziție să fie mai lată (la viteză mică de expansiune) sau mai îngustă (la viteză mare). Evident, cunoscînd viteza de expansiune și lățimea fișiei de tranziție, dedusă din măsurători, poate fi determinată lățimea zonei în care are loc intruziunea. Aplicînd acest principiu la zona FAMOUS, MacDonald (1977) a ajuns la concluzia că lățimea zonei de secrețiune este variabilă, fiind reflectată de morfologia văii interioare a riftului. În VR 2 lățimea văii interioare este de 1—3 km, lățimea acumulării recente de bazalte 1,5 km (lanțul de munți centrali), iar lățimea zonelor de schimbare a polarității magnetice de 1—2 km. La aceasta se poate adăuga observația că intensitatea maximă magnetică, în care nu au avut loc procese de oxidare notabile, are maximum 500 000 ani și ea are o lățime cît a văii de rift. Toate aceste fapte concură în a stabili lățimea zonei de acrețiune la 1—2 km. În VR 3, lățimea văii interioare este de 11 km și lățimea fișiei de tranziție magnetică este de circa 11 km, acesta fiind deci spațiul în care au loc intruziuni și extruziuni vulcanice.

Din cele de mai sus reiese că acrețiunea are loc într-o fișie variabilă ca lățime și că această lățime este responsabilă pentru stabilirea matricei morfologice a văii de rift.

Un fapt interesant a fost urmărirea lățimii fișiei de schimbare magnetică în raport cu vîrsta cruste (fig. 4.77). S-a constatat că în intervalul 0,7—2,5 milioane ani lățimea zonei de tranziție a fost mică (sub 2 km), în intervalul 2,5—5 milioane ani a fost mare (peste 5 km), apoi între 5—7 milioane ani din nou mică (sub 2 km). Aceasta înseamnă că însăși lățimea zonei de acrețiune a variat la scara de timp a milioanele de ani. Faptul este important căci de el trebuie să se țină seama în reconstrucțiile paleogeografice prin care se urmăresc etapele de formare a unui ocean.

În concluzie, cercetările de mare detaliu din zona FAMOUS au arătat că limita dintre două plăci poate fi precizată destul de bine și că ea se exprimă prin lățimea pe care au loc fenomene de punere în loc a magmelor bazaltice. Această lățime este variabilă în timp dar, din cele știute pînă acum, variază între 2—11 km.

Asimetria expansiunii. Un fapt bine pus în evidență în zona FAMOUS este asimetria expansiunii. Pînă la anomalia 2 (acum 1,8 milioane ani), adică pe primii 10 km, expansiunea spre est a fost dublă față de vest, vitezele fiind de 13,4 mm/an și respectiv 7 mm/an. Dincolo de anomalia 2 situația se inversează însă căci expansiunea spre vest a fost de 13,3 mm/an iar spre est de 10,8 mm/an, ajungînd chiar acum 10 milioane ani la 7,3 mm/an. Expansiunea totală, bilaterală, se dovedește a fi fost simțitor egală pe ultimii 10 milioane ani, scăzînd doar de la 24,1 la 20,4 mm/an. Schimbarea vitezei pe cele două flancuri la nivelul anomaliei 2 în doar 150 000 ani arată că, la o modificare a condițiilor generale tectonice, plăcile pot răspunde aproape instantaneu (în sens geologic) ca viteză de mișcare (MacDonald, 1977).

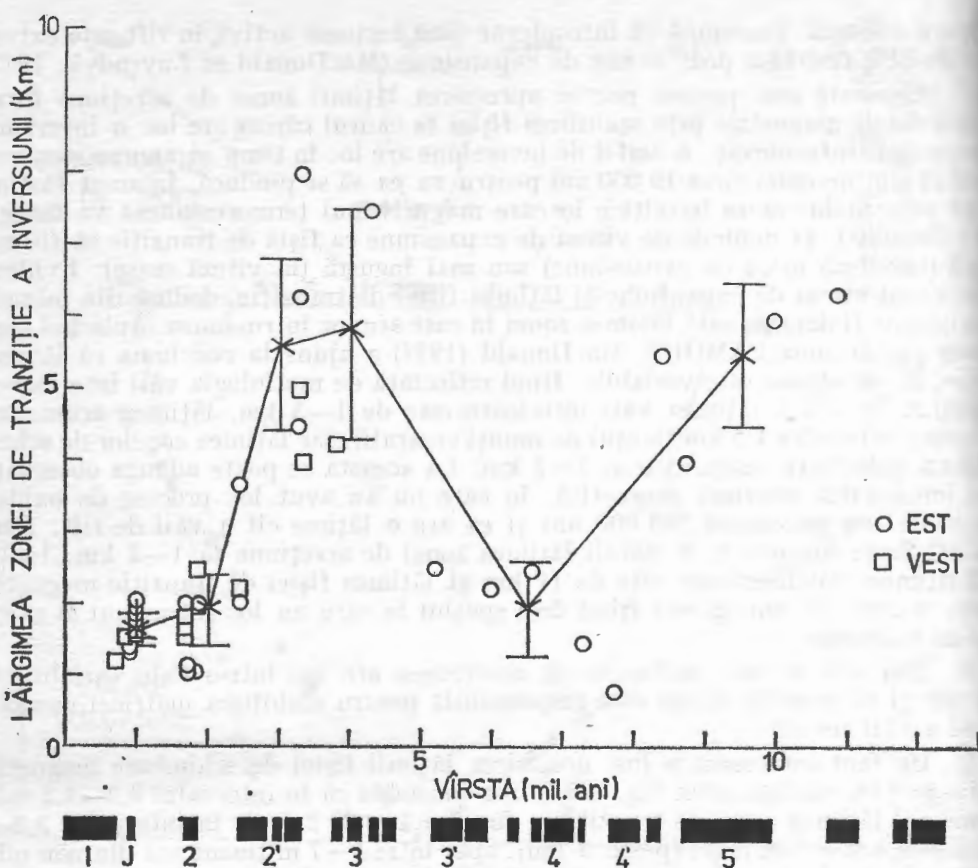


Fig. 4.77 — Raportul dintre lăţimea zonei în care au avut loc schimbările de polaritate magnetică şi vîrsta crustei. X-urile reprezintă medii de 1 milion de ani pînă la vîrsta de 3 milioane ani şi medii de 3 milioane ani pînă la 10 milioane ani; barele verticale reprezintă erori standard de lungime (După MacDonald, 1977).

Asimetria în expansiune evidenţiată de magnetismul remanent este vizibilă în toate elementele rifturilor: morfologie, grosime a sedimentelor, desime a fracturilor şi chiar şi în chimismul produselor vulcanice. Cum toate acestea au avut loc în decursul a sute de mii şi milioane de ani, înseamnă că procesul de expansiune asimetrică este continuu şi nu se realizează prin sărituri bruşte.

Datele de mai sus se referă la segmentul 2 al dorsalei din perimetrul FAMOUS. În segmentul 3 asimetria de expansiune este cu mult mai redusă, o rată fiind de 9,8 mm/an în vest şi de 10,6 în est. Important este însă faptul că expansiunea totală este de 20,4 adică exact ca la VR 2, conform cerinţei tectonicii plăcilor care statuează o mişcare globală egală în lungul marginii unor plăci. Diferenţa de mişcare între cele două segmente de rift rezultă din accelerarea mişcării pe ZF de la 5 la 6 mm/an.

Asimetria evidenţiată în perimetrul FAMOUS, adică la 36—37° N, nu este un fapt particular căci astfel de procese au fost puse în evidenţă şi la latitudinea 45°N (Loncarevic şi Parker, 1971), la 26°N (McGregor şi Rona, 1975) şi la 6—8°S

(Van Andel și Heath, 1970). Se pare astfel că procesul normal de expansiune nu este perfect simetric și simetria evidențiată în alte părți ale Atlanticului (Pitman și Talwani, 1972; Phillips et al., 1975) este o generalizare a unui fenomen mai complicat.

Expansiunea oblică. Un alt fenomen interesant pus în evidență de studiile din zona FAMOUS este oblicitatea axei de expansiune față de zonele de fractură. Cele din urmă au o orientare aproape E—V (până la N 85°V) în timp ce toate elementele care marchează expansiunea au o orientare N 17°V. Aceste elemente sînt morfologice (alinieră aparatură vulcanice și a pereților văilor de rift) și tectonice (planele de falie precum și fisurile din talpa văii interne unde au fost detectate prin ridicări detaliate 700 fisuri și liniatii tectonice). Rezultă deci o oblicitate de 12°—17°, lucru cu totul surprinzător deoarece zonele de fractură sînt considerate unanim ca expresie de suprafață a unor falii transformante, marcînd margini de plăci și trebuind să fie riguros paralele cu vectorii de mișcare a plăcilor. Se pare că această necesitate este realizată numai la scară mare, globală, nu la cea de detaliu.

Unii autori (Phillips și Fleming, 1975) au vrut să vadă în orientarea N—S a unor liniatii din valea interioară a perimetrului FAMOUS un semn al reajustării expansiunii la această direcție, adică tendința ca ea să formeze un sistem ortogonal cu zonele de fractură. Dar MacDonald (1977) a arătat că aceste liniatii, foarte puține la număr, se încadrează într-o distribuție aproape simetrică gaussiană, cu o medie la N 17°E și o deviație standard de doar 6°. Dar, deși nu există actualmente nici un semn al unei tendințe de „normalizare” a situației, la scară geologică ea este vizibilă. Astfel, liniatiile magnetice pînă la anomalia 2' (epoca paleomagnetice Gauss, acum 2,5 milioane ani) au orientarea actuală, apoi pînă la anomalia 3 (epoca Gilbert, acum 4 milioane ani) au o orientare N 40°E. Între anomaliile 3 și 3' (intervalul 3—5 milioane ani) liniatiile sînt continue, trecînd peste zonele de fractură A și B, ca și cum acestea nu ar fi existat, ele fiind deci formate ulterior. Datele de mai sus arată că expansiunea a fost oblică pe cel puțin ultimii 5 milioane ani, dar cu tendința de a se „îndrepta”, reducînd oblicitatea de la 40° la 15°.

Problema pe care o pune asimetria expansiunii este importantă căci pînă la urmă trebuie stabilit care este indicatorul real al vectorului de expansiune, elementele morfologice și tectonice ale văii de rift, sau orientarea zonelor de fractură, care, teoretic, ar trebui să materializeze acest vector. Dacă luăm în considerare fisurile din talpa văii, care sînt evident rezultatul mișcării divergente, este clar că pentru momentul actual orientarea lor indică axa expansiunii. Se pune atunci întrebarea, ce semnificație mai au zonele de fractură? Un răspuns îl dau soluțiile în focar ale microseismelor care indică pentru ZFA un plan orientat N 70°V, ceea ce înseamnă că el este aproape perpendicular pe liniatiile fisurilor. În felul acesta se definește un sistem ortogonal, tectonic activ, reprezentat de fisuri și microseisme. Planele pe care au loc seismele sînt dispuse probabil în releu, zona de fractură în sens larg fiind doar o „înfășurătoare” a lor.

Prezența unor elemente mai vechi în cadrul văii interioare. Un fapt cu totul surprinzător, pus în evidență în zona FAMOUS de ridicările magnetice de detaliu, a fost evidențierea unor elemente mai vechi în valea de rift. La început fenomenul a fost detectat din interpretarea magnetismului global obținut prin ridicări aproape de fund. Acestea au evidențiat zone de magnetism invers în mijlocul zonei de magnetism normal al văii interioare care se încadrează în totalitate în epoca ac-

tuală Brunhes. Pentru verificarea faptului au fost prelevate cu submersibilul și eşantioane orientate, dintre care trei au confirmat o magnetizare inversă. S-a verificat astfel o observație făcută încă anterior, tot în Atlantic, unde la 45°N au fost evidențiate în carote orientate eşantioane de bazalte cu magnetizare inversă (Johnson și Atwater, 1977).

S-au încercat mai multe soluții pentru explicarea acestei ciudățenii. S-au emis astfel dubii în ce privește corectitudinea prelevării orientate a eşantioanelor, dar această metodă neelegantă de ieșire din impas când elementele de observație nu sînt de acord cu teoria, nu este o soluție. S-a analizat apoi posibilitatea unui fenomen de autoinversare magnetică a mineralelor, invocîndu-se faptul că un titanomagnetit cu mai mult de 60% ulvospinel poate să sufere o autoinversare magnetică datorită oxidării progresive la temperatură joasă și trecerea în titanomaghemit. Totuși, atît studii asupra bazaltelor forate în cursul croazierei 37 DSDP (Hall și Ryall, 1976) cît și studii de laborator (Johnson și Merrill, 1976), au arătat că procesul necesită anumite condiții de temperatură ce nu sînt întrunite în general pe fundul oceanelor. S-a emis apoi ipoteza existenței, în cadrul epocii normale Brunhes, a unui eveniment de inversiune, fapt greu de admis căci nu a fost observat încă nicăieri, deși epoca Brunher este testată aproape integral în această privință. În sfîrșit, s-a emis părerea că cele trei eşantioane sînt martori ai unei epoci mai vechi, rămase prin procese tectonice incluse în valea de rift, ipoteză ce trebuie pusă în acord cu modelul evolutiv pentru întreaga zonă. Ea vine astfel în acord cu datele de vîrstă a eşantioanelor de bazalte și reamintim fig. 4.74 (b) în care se observă bazalte de vîrstă mai veche aflate în mijlocul văii de rift, într-o ambianță mult mai recentă. Eşantioanele încadrate în grupa de vîrstă 4 nu sînt însă cele care ar putea explica anomalia magnetică deoarece ele ca vîrstă sînt foarte recente, neputînd fi considerate mai vechi decît epoca Brunhes. Ele însă reprezintă un caz similar, de incluziuni vechi, „rămase” pe drum în mijlocul erupțiilor.

Apariția unor elemente crustale mai vechi în mijlocul erupțiilor noi de rift este importantă de reținut căci în cazul perimetrului FAMOUS a putut fi evidențiat aproape *in statu nascenti* un fenomen care poate explica multe situații anormale de acest fel.

Intermitența activității magmatice. Un fenomen care a fost bine pus în evidență în zona FAMOUS a fost intermitența activității magmatice. Faptul că în timpul cercetărilor în zonă, în anii 1973 și 1974 nu a fost observată nici o erupție, și că în general nici în alte oceane nu a fost surprins pe viu un astfel de eveniment (cele relatate de Norris și Johnson, 1969 fiind un caz singular), arată că activitatea magmatică nu este continuă. Dacă de fiecare erupție trebuie legat un eveniment seismic, raritatea cutremurelor submarine ar confirma faptul, dar legătura nu este obligatorie căci se pot concepe și erupții lente, curgeri de lavă fără erupții violente. Intermitența erupțiilor este însă evidențiată de morfologia văii de rift. În zona FAMOUS „munții” de lavă aliniați în axa văii (de exemplu munții Venus și Pluto), sînt separați de zone depresionare orizontale care s-au dovedit a nu proveni dintr-o prăbușire a unui edificiu format, ci prin nedepunere de lavă. Aceasta înseamnă că un centru de erupție a funcționat un timp clădind un „munte”, apoi procesul a stagnat aici și a fost preluat după un timp de un alt centru, situat pe aceeași axă dar la o oarecare distanță etc. Profilele transversale pe valea de rift pun în evidență același fapt, edificii vulcanice individuale, deplasate din locul lor de origine, dar separate prin zone de nedepunere de lave, ce indică o sistare a activității vulcanice.

Plecînd de la observația activității vulcanice de suprafață, care arată că o unitate de curgere vulcanică este pusă în loc în circa un an, Bryan și Moore (1977) au precizat că ridicarea unui edificiu ca Muntele Pluto necesită circa 10 000 ani. El se construiește episodic, în venituri succesive de lave, cum se vede în fig. 4.78. La început este formată o pătură de pillow-lave (a) apoi peste ea a doua (b) și

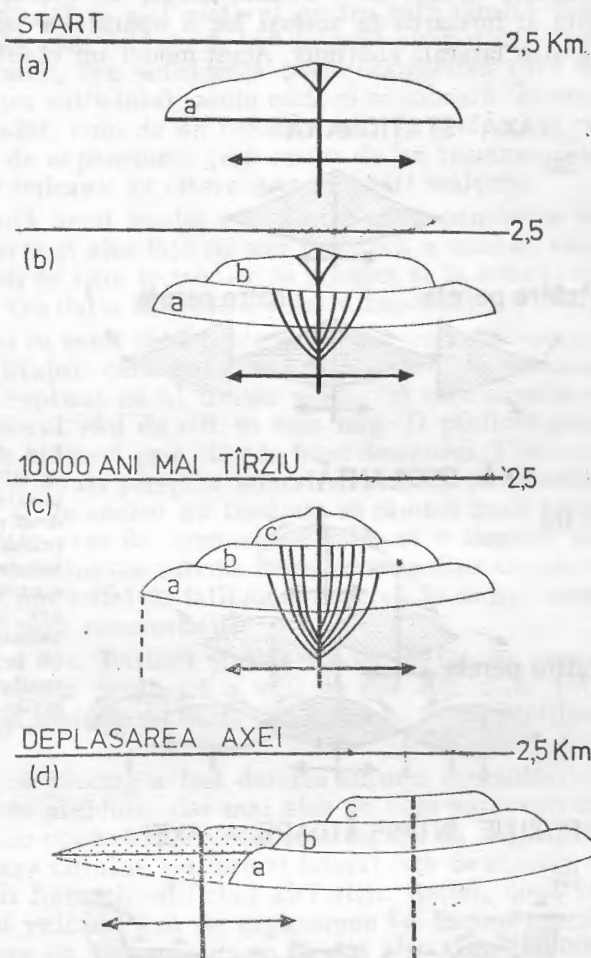


Fig. 4.78 — Edificarea unui complex vulcanic axial prin venituri succesive de lave, fiecare urmată de o coborîre pe verticală, fapt evidențiat prin distanța constantă între reperul de 2,5 km adîncime și vîrfurile vulcanului. După golirea camerei magmatice are loc deplasarea edificîului, lateral în raport cu noua axă magmatică (După Ballard și Van Andel, 1977).

a treia (c). Odată cu adăugarea păturilor noi de bazalte are loc un proces de subidență, de lăsare a edificîului format, astfel că înălțimea lui (mai bine-zis adîncimea crustei față de suprafața oceanului) rămîne constantă.

După golirea camerei magmatice, ultima venire astupă căile de acces și activitatea încetează aici. Pentru reluarea activității este necesar un timp îndelungat, care să ducă la reumplerea ei. De fapt nu este vorba de reumplerea aceleiași camere ci de formarea alteia, prin procese intrusive care să ducă la topirea necesară creării unui gol pe care să-l invadeze magma. Noua cameră nu va lua naștere însă în același loc ci lateral, ceea ce înseamnă totodată deplasarea axei

magmatice și de expansiune (d). Dacă procesul este privit în dezvoltarea sa areală, se poate ajunge la elaborarea unui model cinematic de evoluție a unei văi de rift la scara de mare detaliu.

Evoluția văii interioare a riftului. Pe baza datelor prezentate anterior poate fi atacată evoluția văii de rift. Se pot avansa trei ipoteze în această privință, ilustrate în fig. 4.79. Primul model (a) presupune o axă de expansiune staționară și formarea în același loc a aparatelor vulcanice, cu scindarea lor și alunecarea laterală continuă. Acest model am văzut că nu este realist deoarece majoritatea

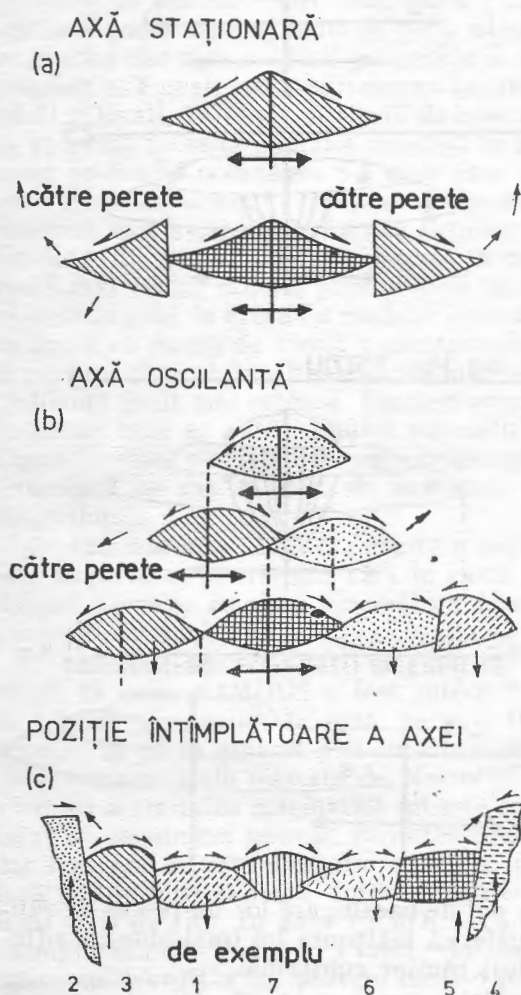


Fig. 4.79 — Trei ipoteze privind evoluția văii de rift. (a) Staționare axială cu scindarea vulcanului în două și migrare laterală a celor două părți ce vor fi ridicate pentru a forma prima terasă; (b) Axă oscilantă, cu deplasarea simetrică, când într-o parte când în cealaltă, a edificiilor realizate prin formarea unei noi axe; (c) Poziție oscilantă a axei active, cifrele indicând o ordine posibilă, de la mai vechi (1) la mai nou (7). Săgețile de deasupra vulcanilor indică sensuri de curgere a lavei; săgețile verticale pline, axe active; linii verticale întrerupte, axe devenite inactive (După Ballard și Van Andel, 1977).

ritatea aparatelor vulcanice sînt întregi, nu secționare de expansiune. Al doilea model (b) presupune o axă de expansiune oscilatorie și anume, după ce un edificiu este completat, riftul se deplasează la piciorul lui împingîndu-l lateral. Cum un aparat vulcanic are în medie o lățime de 500—900 m, corespunzînd unui in-

Interval de timp de 10 000 ani, luînd în considerare rata de expansiune (și ținînd seama și de faptul că viteza de deplasare a plăcii nu este dobîndită instantaneu în axa de expansiune ci pe parcurs, după depășirea inerției de demaraj) rezultă că în zona FAMOUS crusta nou formată este transportată spre vest cu ceva mai puțin de 130 m iar spre est cu 70 m.

Cauza care face ca axa de expansiune să se deplaseze exact la piciorul unui edificiu construit nu a fost încă găsită și nici motivul pentru care rămîne fixă în raport cu edificiul pînă ce acesta este ridicat. A fost invocat cîmpul de stress determinat de însuși corpul vulcanic, sau subsidența post-constructivă care ar putea slăbi crusta exact pe marginea edificiului, acolo unde el se coboară. În ambele explicații rămîne un fapt ciudat, cum de un fenomen atît de profund și cu mari implicații, schimbarea axei de expansiune, ține seama de un fenomen atît de superficial cum este un edificiu vulcanic de cîteva sute de metri înălțime.

Ceea ce pune însă în evidență acest model este faptul că expansiunea se desfășoară cu mai puțin 1 km de o parte și alta față de axa teoretică a văii de rift, construind apoi pe îndelete edificii pe care le trimite la dreapta și la stînga, să se încorporeze plăcilor respective. Oscilația este astfel relativ limitată.

Un fapt greu de pus în acord cu acest model este existența unui vulcanism, aproape sincron cu cel din axa riftului, care ia naștere pe margini, la piciorul pereților laterali. El ar putea fi explicat cu al treilea model (c) care admite o poziție întîmplătoare a axei în cadrul văii de rift în sens larg. O posibilă succesiune a aparatelor vulcanice este indicată prin cifre în baza desenului. Vulcanii formați pe margini sînt repede încorporați pereților laterali și ridicați pe terasele laterale, în timp ce vulcanii formați în centru au tendința să rămînă mult timp staționari. La acest model migrația axei de expansiune baleiază o lărgime de minimum 4 km, existînd astfel posibilitatea mărită să se formeze falii transformante care să se permanentizeze. Cum astfel de falii nu se observă în cadrul unui segment de vale de rift, modelul pare neverosimil.

Ținînd seama de cele de mai sus, Ballard și Van Andel (1977) au recurs la modelul 2 pentru a schița evoluția geologică a văii de rift din zona FAMOUS. Sinteza lor este ilustrată în schițele de hartă din fig. 4.80 și de profilele din fig. 4.81.

După cum se vede, punctul de plecare a fost datarea tuturor acumulărilor vulcanice, parțial pe bază de vîrste absolute, dar mai ales pe baza raporturilor reciproce dintre curgerile de lave. Se observă din succesiunea fazelor că, după edificarea unor aparate vulcanice în axa riftului, s-a format lateral față de aceasta o axă nouă care a deplasat vulcanii formați, edificînd aici alții. Astfel, după ce acum 180 000 ani s-au format doi vulcani, axa de expansiune l-a împins pe cel sudic spre vest și pe cel nordic spre est, iar pe ea s-au format alți 4 de 110 000 și 100 000 ani. Un alt exemplu clar îl găsim acum 75 000 ani cînd s-au format 3 mari edificii vulcanice, care apoi au fost împinse spre est (cele din capete) și spre vest (cel central), pe noua linie de expansiune formîndu-se vulcanul de 60 000 ani. O astfel de deplasare laterală nu este de conceput decît imaginînd mici falii transformante cu viață efemeră și care conferă axei de expansiune un traseu în zigzag.

În concluzie, din studiile detaliate efectuate asupra zonei FAMOUS, se pot desprinde cîteva fapte, valabile la scara de detaliu, dar cu implicații asupra mecanismelor de ansamblu ce au loc în zona de rift. Aceste fapte pot fi rezumate astfel: (1) într-o zonă de expansiune limita dintre două plăci poate fi destul de

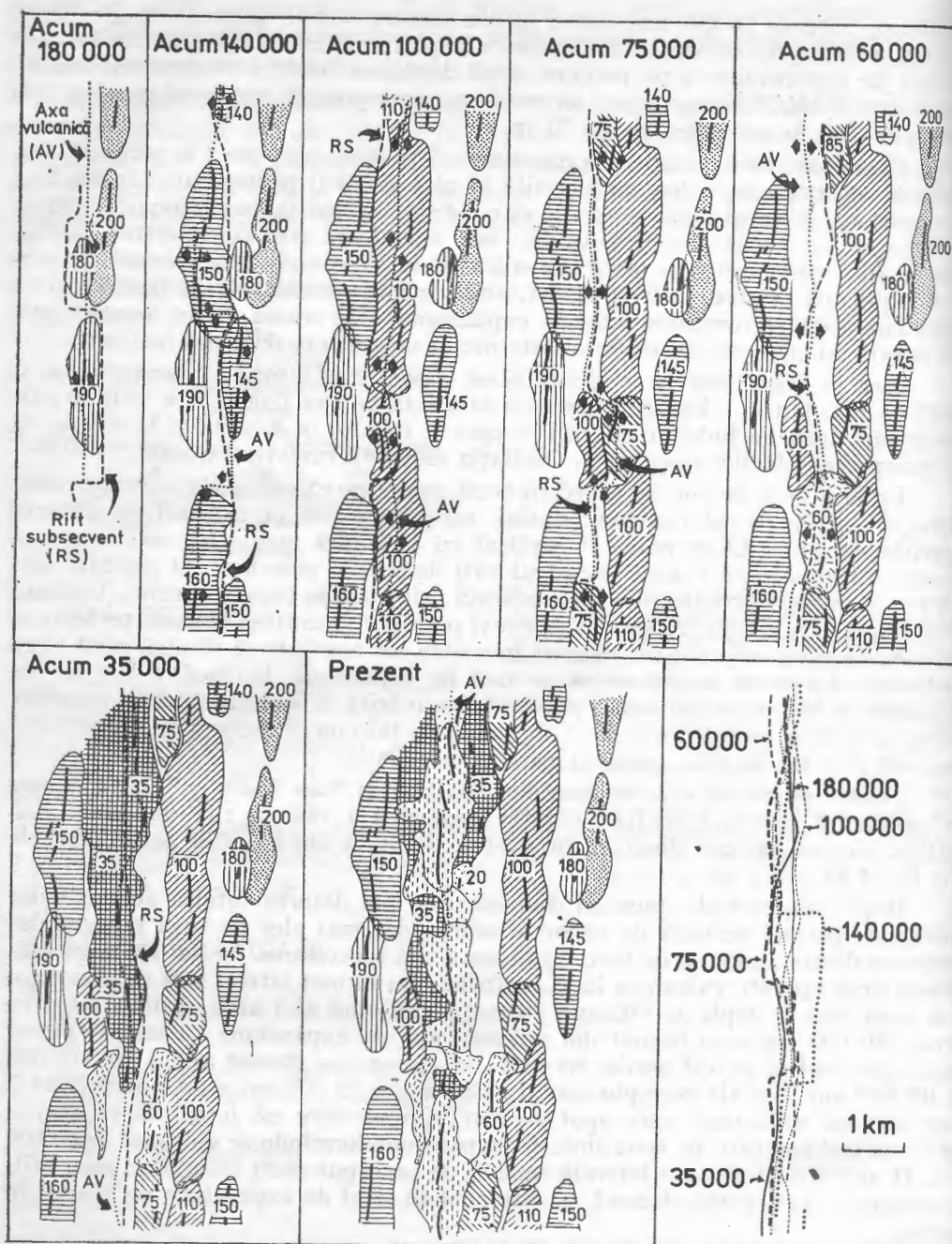


Fig. 4.80 — Evoluția văii de rift în perimetrul FAMOUS conform modelului (b) din fig. 4.79 și bazată pe determinările din fig. 4.76. Pentru fiecare stadiu este indicată axa vulcanică (AV) și riftul subsecvent (RS). În dreapta jos sînt suprapuse toate axele active pentru a se vedea modul în care ele și-au modificat poziția în timp (După Ballard și Van Andel, 1977).

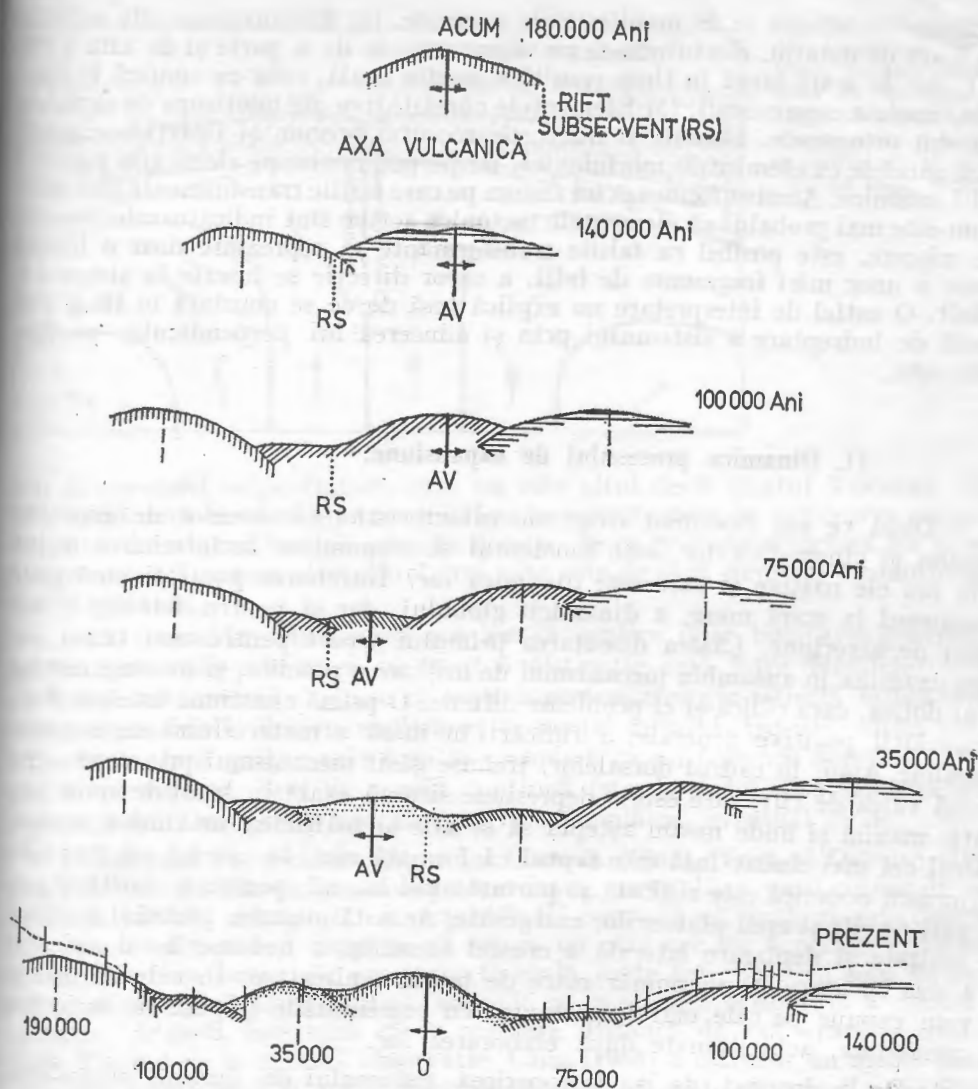


Fig. 4.81 — Evoluția văii de rift în perimetrul FAMOUS în secțiune verticală schematică pe baza hărții din fig. 4.80. Vârstele sînt în milioane de ani conform diagramei din fig. 4.76 (După Ballard și Van Andel, 1977).

bine precizată și ea se exprimă prin lățimea pe care au loc fenomenele de punere în loc a bazaltelor. După datele cunoscute pînă acum această lățime variază între 2—11 km; (2) acrețiunea plăcilor este un proces mai ales de profunzime, prin care la cele două plăci se adaugă material magmatic nou (peridotite, gabbouri cumulate și placate, injecții de dyke-uri) și a cărui manifestare de suprafață este edificarea munților vulcanici în ridicarea centrală din mijlocul văii de rift prin suprapunere de curgeri de pillow-lave; (3) punerea în loc a bazaltelor este un fenomen intermitent, cu stagnări în timp și discontinuu în spațiu. Inter-

mitența se reflectă și în manifestările seismice. (4) Expansiunea este asimetrică la scară de detaliu, efectuându-se cu viteze inegale de o parte și de alta a riftului, dar la scară largă în timp rezultă o medie egală, ceea ce conferă în ansamblu simetria expansiunii. (5) Elementele constitutive ale unei zone de expansiune nu sînt ortogonale. Fisurile și fracturile recente, precum și linițiile magnetice sînt paralele cu elementele morfologice, iar perpendicular pe ele se află planele de falii seismice. Acestea formează un sistem pe care faliile transformante sînt oblice. Cum este mai probabil că elementele tectonice active sînt indicatoarele vectorului de mișcare, este posibil ca faliile transformante să reprezinte doar o înfășurare a unor mici fragmente de falii, a căror direcție se înscrie în sistemul cîlălalt. O astfel de interpretare nu explică însă de ce se constată în timp o tendință de îndreptare a sistemului prin și aducerea lui perpendicular pe transformante.

11. Dinamica procesului de expansiune.

După ce am examinat diversele caracteristici ale zonelor de expansiune precum și cinematica lor, este momentul să răspundem la întrebarea majoră: cum iau ele naștere și care este dinamica lor? Întrebarea poate fi pusă pentru fenomenul la scară mare, a dinamicii globului, dar și pentru detaliu, la scara zonei de acrecțiune. Lăsăm discutarea primului aspect pentru mai tîrziu, cînd vom examina în ansamblu mecanismul de mișcare a plăcilor, și ne vom restrînge la al doilea, care ridică și el probleme dificile. O primă chestiune este explicarea denivelării pozitive generale, a ridicării în masă a materialului ce constituie dorsalele. Apoi, în cadrul dorsalelor, trebuie găsit mecanismul prin care se formează valea de rift, care este o depresiune situată exact în locul de aport magnetic maxim și unde ne-am aștepta să se afle și înălțimea maximă a dorsalei. Lucrul cel mai ciudat însă este faptul că formată aici, la nivelul cel mai coborît, crusta oceanică este ridicată și purtată apoi lateral, pentru a constitui pereții văii de rift și apoi platourilor marginale. Această mișcare, probabil continuă, de înălțare și deplasare laterală a crustei oceanice, a nedumerit cel mai mult și a dus ca atare la un număr mare de teorii explicative. În cele de mai jos le vom expune pe cele mai importante, cu comentariile impuse de noile date de cunoaștere, achiziționate după elaborarea lor.

1. De la început, de la descoperirea sistemului de dorsale medio-oceanice, s-a emis ideea că acestea trebuie legate de o mișcare ascensională în manta, de curenți de convecție. O primă teorie în acest sens a fost emisă de însuși creatorul teoriei expansiunii oceanice, H. Hess (1962) care, frapat de grosimea uniformă a stratului oceanic 3 (de 4,7 - 0,7 km), a presupus că baza lui corespunde unei limite fizice, mai precis unei izoterme. El consideră astfel că peridotitul din manta urcă, datorită ramurii ascendente a unei celule de convecție, dintr-o zonă foarte caldă, într-o zonă mai rece. Cînd atinge temperatura de 5000°C apa, care provine din degazeificarea coloanei ascendente, poate reacționa cu peridotitul transformîndu-l în serpentinit. Acesta, cu un conținut de 25% apă, va ocupa un volum considerabil mai mare, ceea ce duce la o denivelare pozitivă, care nu este altceva decît o dorsală medio-oceanică. Nivelul cel mai înalt pe care îl atinge izoterma de 500°C va controla ca atare grosimea stra-

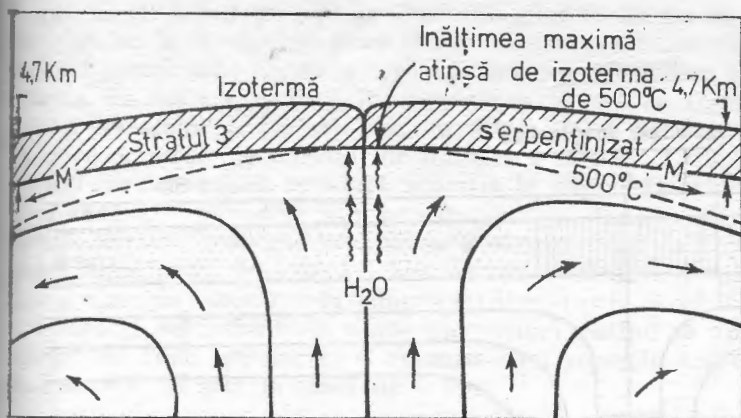


Fig. 4.82 — Mecanismul de expansiune după Hess. Nivelul maxim atins de izoterma de 500°C stabilește grosimea stratului 3 oceanic serpentinizat. M, Moho (După Hess, 1956).

ului de peridotit serpentinizat, care nu este altul decât stratul 3 oceanic (fig. 4.82). După cum se vede, ipoteza lui Hess se oprește doar la explicarea generală a formării dorsalelor, fără să intre în detalii în ce privește structura lor și nici să aprofundează natura stratului 2, cel care este de fapt implicat în morfologia acestei oceanice.

Dacă teoria lui Hess avea menirea să explice doar bombarea generală a dorsalelor, teoriile ulterioare au făcut o distincție netă între dorsalele cu rift și cele fără rift, considerându-se că acest aspect morfologic reflectă însuși mecanismul expansiunii. Pentru explicarea prezenței riftului teoriile emise pot fi împărțite în două grupe: cele care le consideră ca un fenomen general, obligatoriu și permanent, deci de geneză continuă (steady-state), sau urmarea unui proces episodic, mai mult sau mai puțin întâmplător, eventual ciclic.

2. Începem cu o observație a lui Orowan (1966), Vogt și Ostenso (1967) în ce privește trecerea de la coloana ascendentă, verticală, a unui curent de convecție, la ramura orizontală, divergentă. Ei constată că unghiul sub care are loc trecerea nu poate fi drept și că viteza cu care are loc deplasarea laterală, deci expansiunea oceanică, nu poate fi egală peste tot. Ea este zero în ax și crește neliniar pînă atinge viteza normală pe porțiunea orizontală a celulei de convecție. Aceasta înseamnă că la oarecare distanță de axă apare o zonă de stress. Plecînd de la această observație, Cann (1968) a elaborat un model pentru explicarea morfologiei și a dinamicii dorsalelor. El crede că o mai mare fluiditate a mantalei sub o dorsală determină o mai mare viteză de expansiune. Totodată, fluiditatea mai mare face ca unghiul sub care are loc curbarea celulei de convecție să poată fi mai brusc, aproape de unghiul drept, ceea ce creează o zonă mai îngustă de tensiune, cu posibilitatea ca magma să umple fisurile ce iau naștere. Compensarea rapidă a efectelor extensiunii face ca relieful general al dorsalei să fie relativ liniștit. Aceasta este imaginea unei dorsale de tip pacific, cu viteză mare de expansiune, fără rift și fără relief accentuat (fig. 4.83 a). În cazul unei mantale mai vîscoase, corespunzînd la o dorsală de expansiune lentă, recurbarea celulei de convecție este rotunjită, astfel că zona de tensiune este mai largă decât a sursei magmatice. Din această cauză imediat deasupra axei se află o zonă stagnantă care determină o subsidență ce are ca efect ultim formarea văii de rift. În același timp echilibrarea stressului ce ia naștere

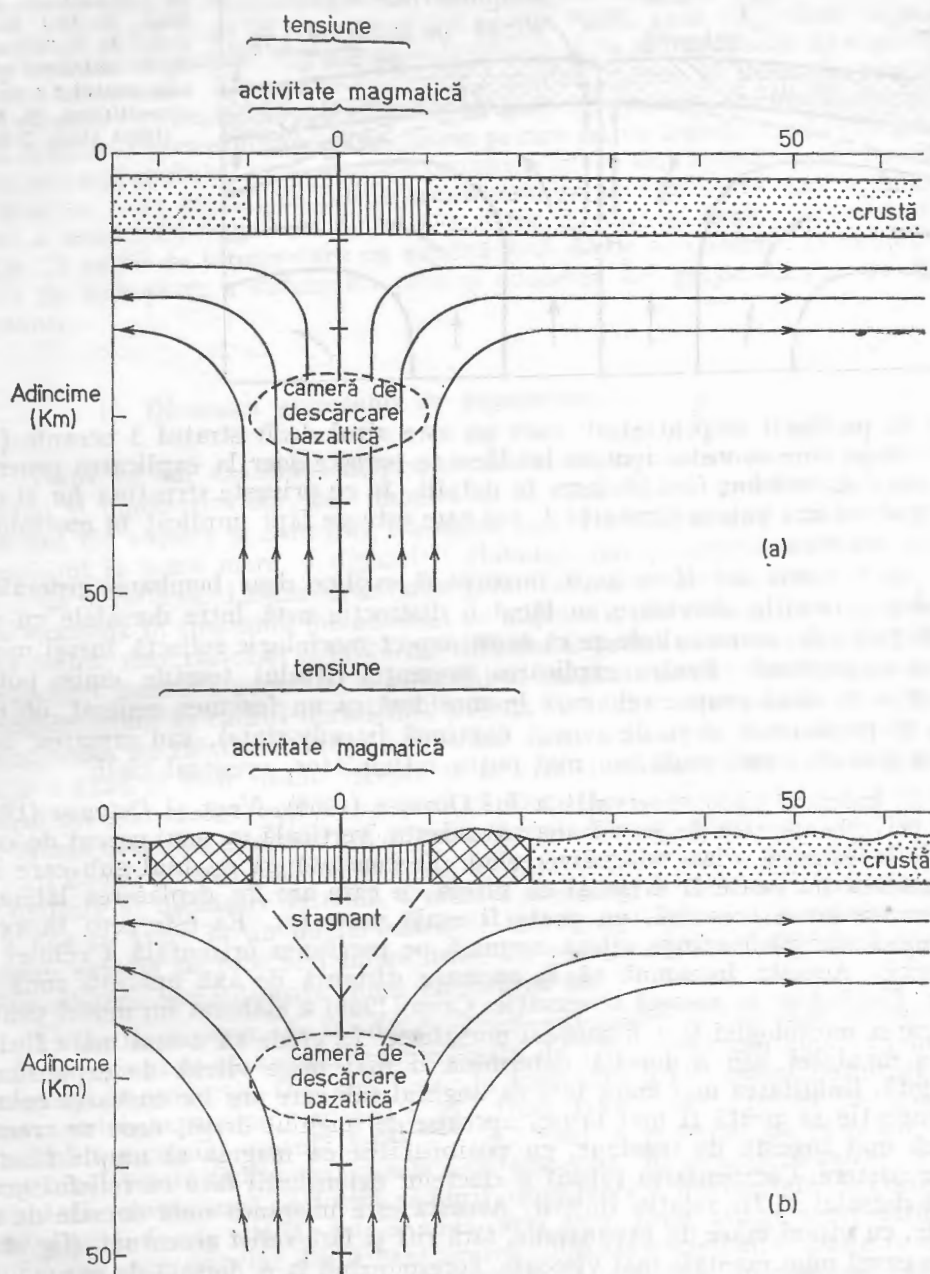


Fig. 4.83 — Mecanismul de expansiune după Cann. (a) Pentru o dorsală de tip pacific; (b) Pentru o dorsală de tip atlantic. Viscositatea mai mare determină o zonă stagnantă cu subsidență ce are ca urmare formarea văii de rift (După Cann, 1968).

În scoarță se va face pe o mare distanță, pînă la 20 km de axă, porțiune pe care vor avea loc fracturări deoarece crusta nu are posibilitatea de deplasare. Se vor dezvolta astfel falii normale care vor îmbucătăți crusta oceanică, permițându-i extensia. În felul acesta va lua naștere o dorsală cu relief accidentat, element specific dorsalelor de tip atlantic, cu rift și viteză mică de expansiune (fig. 4.83). În ce privește mecanismul de formare a faliilor, Cann propune o schemă cu ajutorul căreia explică totodată apariția la suprafața fundului oceanic a rocilor de profunzime (intrusive sau bazalte metamorfozate). În fig. 4.84 patru falii normale, cu înclinare de 45° — 60° și o săritură verticală de 1 km, intersectează stratul superficial, gros de 1,5 km, ce stă pe stratul de profunzime. Se observă că prin apariția succesivă în timp a faliilor și prin jocul lor, ia naștere un relief de vîrfuri și depresiuni, în unele din vîrfuri putînd să apară rocile din stratul inferior. În final are loc și o extensie căci reperele negre, situate inițial la 4 km distanță, se află în final de 7 km.

Modelul lui Cann, care este unul de formare continuă a riftului, a fost mult discutat și i s-au adus diverse obiecții, ca de pildă dificultatea de a înțelege cum tocmai în zona centrală, de ascensiune maximă a magmei, poate avea loc o subsidență. De asemenea, apariția faliilor pe o distanță de 20 km de la axă nu a fost confirmată de seismică, ele fiind restrînse doar la valea de rift.

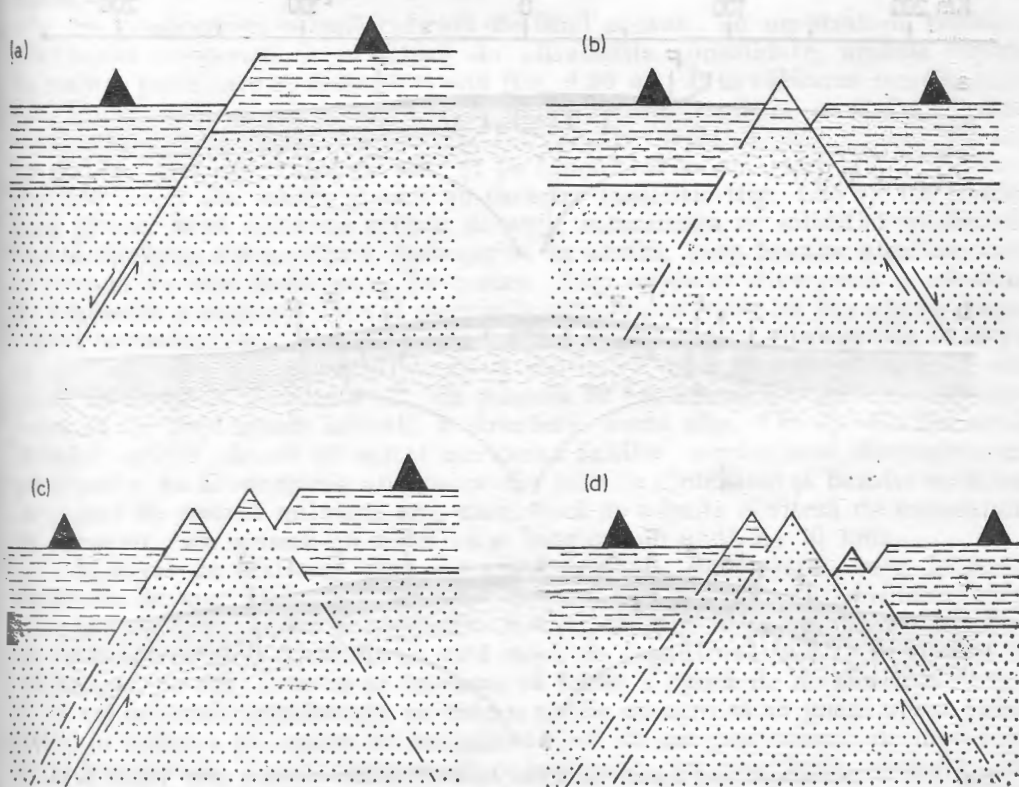


Fig. 4.84 Mecanismul prin care o succesiune de falii normale face ca la suprafață să fie scoase pături de crustă profundă (După Cann, 1968).

În sfârșit, diferența de densitate a mantalei sub dorsalele cu expansiune lentă și a celor cu expansiune rapidă nu este nici ea dovedită. De reținut este ideea că lărgimea zonei de expansiune este dependentă de adâncimea la care are loc recurbară curenților de convecție și că aceasta poate fi legată de viteza de expansiune.

3. Un model propus în același an de Van Andel (1968) este fundamental deosebit căci el postulează formarea văii de rift ca un eveniment episodic. Autorul pleacă de la asimilarea tholeiitelor bazaltice cu bazaltele de platou, dedusă din similitudini petrologice. Autorul consideră că într-o primă fază extruziunile bazaltice formează pături întinse care se suprapun. Mișcarea divergentă face ca păturile formate să fie purtate lateral astfel că o pătură nouă nu ajunge să acopere integral pe cea precedentă subiacentă, fapt pentru care fiecare pătură rămîne vizibilă „cu o margine” de sub stiva de deasupra. Această apariție explică fișiile de anomalii magmatice și vîrsta tot mai mare pe care o arată bazaltele, cu depărtare față de axa de expansiune (fig. 4.85). Extensiunea determină formarea unor fracturi deschise care sînt umplute cu dyke-uri, iar accelerarea expansiunii spre flancuri creează tensiuni și falii ce duc la formarea unui relief accentuat. În ce privește formarea riftului, Van Andel face o comparație cu riftul

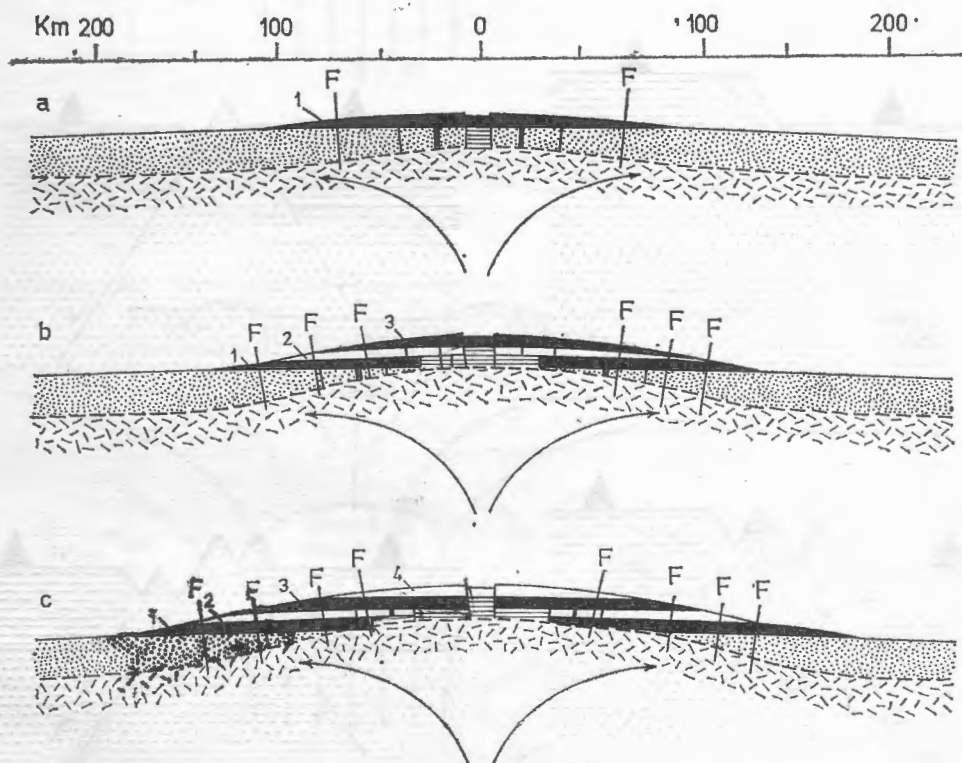


Fig. 4.85 — Dezvoltarea unei dorsale după Van Andel. Prin suprapunerea unor pături de bazalte tot mai puțin extinse, pe margini rămîne cîte o bordură din pătura mai veche, ceea ce ar explica fișiile de anomalii magnetice. 1—4, pături succesive de bazalte de la vechi (1) la noi (4), (După Van Andel, 1968).

din Islanda, unde valea centrală are margini verticale, semn al unei expansiuni și a unei mișcări divergente, în timp ce valea de rift a unei dorsale suboceanice are flancuri înclinate la 45° — 60° , ceea ce indică o prăbușire de graben. Formarea grabenului este, după autor, foarte recentă, probabil cuaternară, rifturile actuale fiind astfel un eveniment excepțional ce nu joacă un rol fundamental în procesul de edificare a unei dorsale.

4. O altă teorie în care riftul nu este o formațiune de geneză continuă, a fost propusă de Vogt, Schneider și Johnson (1969), care pleacă de la studiile petrologice efectuate pe Dorsala medio-atlantică la 45° N de Aumento (1967), care a arătat că în valea de rift domină tholeiitele olivinice, în timp ce pe platoarele adiacente, la 5—10 km de axă, domină bazaltele alcaline. Cum bazaltele alcaline reprezintă rezultatul unei îmbogățiri reziduale în alcalii în cadrul bazinului magmatic, ele nu pot fi explicate printr-un proces eruptiv continuu căci este greu de imaginat un ciclu în care după tholeiite, urmate de bazalte alcaline, să urmeze din nou tholeiite. Bazaltele alcaline nu ar putea să corespundă decât unor erupții periferice, la marginea bazinului magmatic, situația lor la 10 km de axă fiind inițială. Dacă se admite acest lucru, nu se mai pot explica benzile de anomalii magnetice și însăși teoria expansiunii intră în dificultate. Concluzia autorilor este de aceea că valea de rift nu poate fi o formațiune de geneză continuă, ci are o existență periodică, ciclică. Pentru a o explica ei propun un model.

Să presupunem o zonă ridicată de fund oceanic, cu un strat de topitură ultrabazică acoperită de o pătură de ultrabazite consolidate, ambele situate în manta, peste care se dispune crusta (fig. 4.86 a). Prin ridicarea temperaturii (pe ramura ascendentă a unei celule de convecție), topitura urcă și generează o intruziune. Din cauza viscozității intruziunii crusta se lasă și se formează un graben, care este valea de rift, și pe fundul căreia se aștern păături de lave derivate direct din manta și care au caracter tholeiitic (fig. 4.86.b). Cu timpul (mai precis, după circa un milion de ani), intruziunea se solidifică și din ultimele rămășițe ale topiturii, îmbogățită în alcalii, erup bazalte alcaline, care le acoperă pe cele precedente. În același timp mișcarea divergentă a celulelor de convecție a deplasat lateral marginile riftului anterior, iar din cauza consolidării intruziunii nu se mai formează altul. Valea de rift dispare (fig. 4.86 c). O nouă ridicare a unei mase intrusive topite va duce la demararea unui nou ciclu, cu formarea unui nou rift, cu punerea în loc a unei noi generații de tholeiite și cu împingerea laterală a structurii vechi (fig. 4.86 d). Pe flancurile dorsalei relieful, destul de agitat din cauza faliilor ce mărginesc diversele compartimente, va fi constituit alternativ din bazalte tholeiitice și bazalte alcaline, în cicluri de circa 3 milioane ani, care, dacă se admite o viteză de expansiune de 1 cm/an, vor genera un relief cu o lungime de undă de 30 km.

Modelul de mai sus, care nu este de tipul *steady-state*, este în acord cu fișiile de magnetizare normală și inversă, dar suscită multe nedumeriri și face apel la prea multe coincidențe. Astfel, conform lui, trebuie să admitem că peste tot pe glob dorsalele cu rată mică de expansiune se află în stadiul de intruziune, cu rift, ceea ce ar însemna că trăim o epocă de maxim flux termic și că cel măsurat actualmente nu este o medie cu care să se poată opera retroactiv în timpuri geologice. O evoluție ciclică ca cea preconizată de model nu este dovedită de istoria expansiunii Atlanticului, în care fișiile magnetice nu evidențiază un ciclu de 3 milioane ani, și nici petrologic dorsalele nu prezintă o alternanță regulată de bazalte tholeiitice și bazalte alcaline. Toate aceste

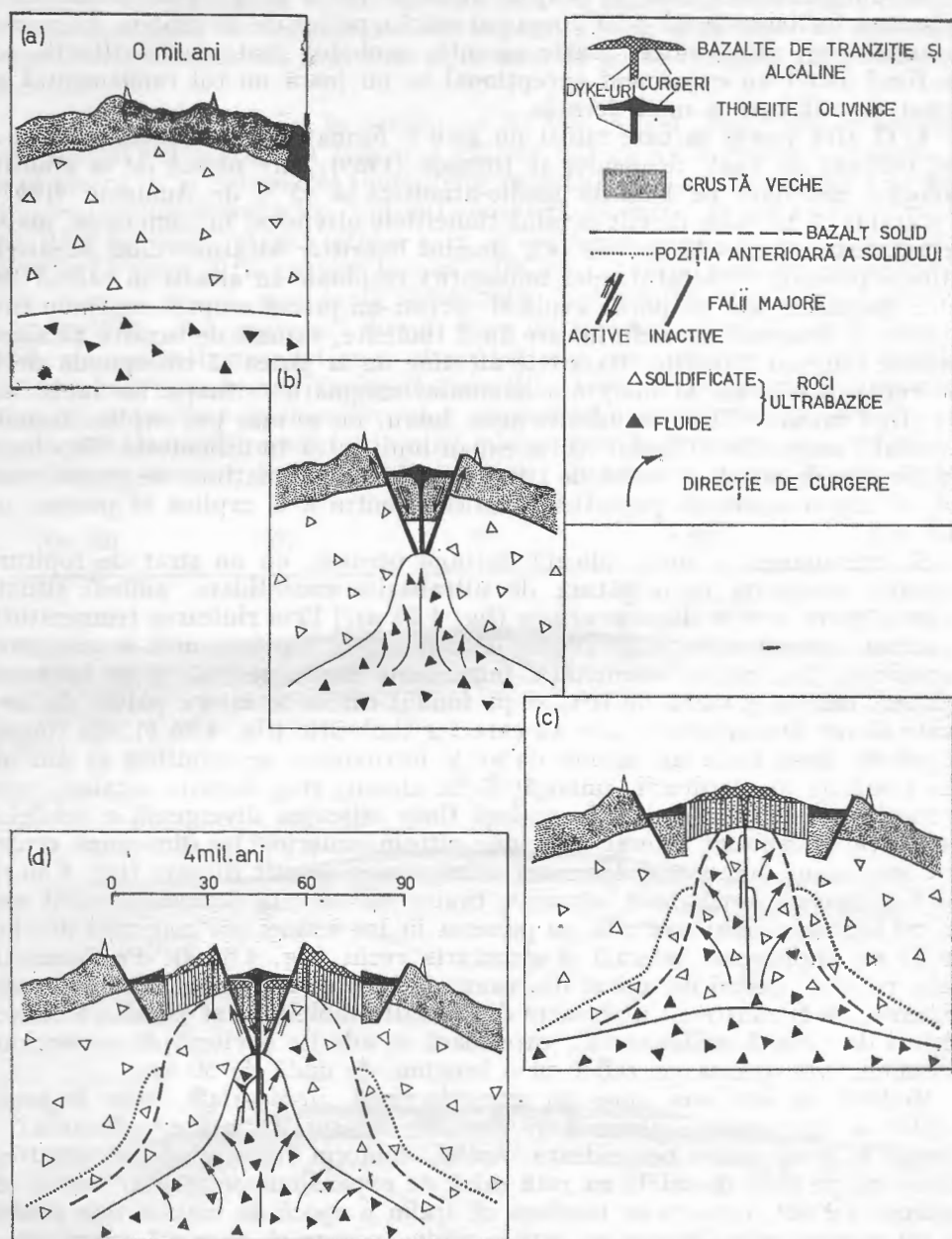


Fig. 4.86—Modelul lui Vogt et al., pentru explicarea procesului de expansiune. Valea de rift rezultă din incapacitatea lichidului bazaltic de a se menține la un nivel constant la baza crustei, fapt care face ca intruziunea de lichid ultrabazic să fie un proces neregulat (După Vogt et al., 1969).

obiecții fac modelul inadecvat. El este de altfel unul din ultimele încercări în care riftul nu este considerat o formație de geneză continuă.

5. Funcția continuă a riftului este declarată încă din titlul lucrării sale de Deffeyes (1970) care elaborează un model dinamic plecând de la o analogie continentală: masivul Troodos din Cipru. Acesta este constituit dintr-o masă intrusivă ultrabazică (peridotitică) acoperită de gabbrouri, apoi de complexul de dyke-uri lămelare, peste care se dispun bazalte în pillow-lave și apoi depozite sedimentare. Deffeyes aplică această succesiune petrografică la dorsalele cu rift, sub care presupune că există o ridicare în dom a mantalei. Prin adăugare de roci intrusive bazine crusta oceanică este îngroșată și, ca urmare a efectului izostatic, este înălțată în trepte determinate de falii (fig. 4.87). Îngroșarea crustei depinde de doi factori: cantitatea de material bazic pus în loc și de viteza de depărtare divergentă a acestuia. Astfel, dacă materialul pus în loc depășește cantitativ pe cel care este depărtat de mișcarea de expansiune, se va acumula și va genera o bombare, adică o dorsală de tip pacific. Dacă el este cantitativ inferior celui deplasat, va lua naștere un graben, adică un rift, iar dorsala va fi de tip atlantic. Domul sau grabenul nu trebuie astfel considerate ca efectul acumulării cantitative de material ci expresia reajustării izostatice.

Teoriei lui Deffeyes, susținută de o elegantă argumentare matematică, i se poate aduce o obiecție privind fundamentul ei teoretic, echilibrul izostatic. Segregarea crustei oceanice din materialul de manta subiacent se face prin extragerea unor componente mai ușoare, ceea ce are ca rezultat o îmbogățire a mantalei în componente grele. Aceasta înseamnă că o coloană verticală de 100 km va avea aceeași greutate totală și că în nici un caz nu va avea loc o ridicare izostatică a crustei de circa 2 km care să explice elevația dorsalei. În plus, segregarea stratului 3 din manta ar însemna ca el să aibă o compoziție predominant alcali-bazaltică, ceea ce nu este compatibil cu predominanța tholeiitelor din zonele de rift.

6. O chestiune care nedumerește puțin în modelul lui Deffeyes este faptul că dorsalele cu bombare sînt tocmai cele la care viteza de expansiune este mare și unde ne-am aștepta ca aportul magmatic să nu suplinească îndepărtarea marginilor și ca atare, să apară o depresiune. Raportul dintre morfologia dorsalelor și vi-

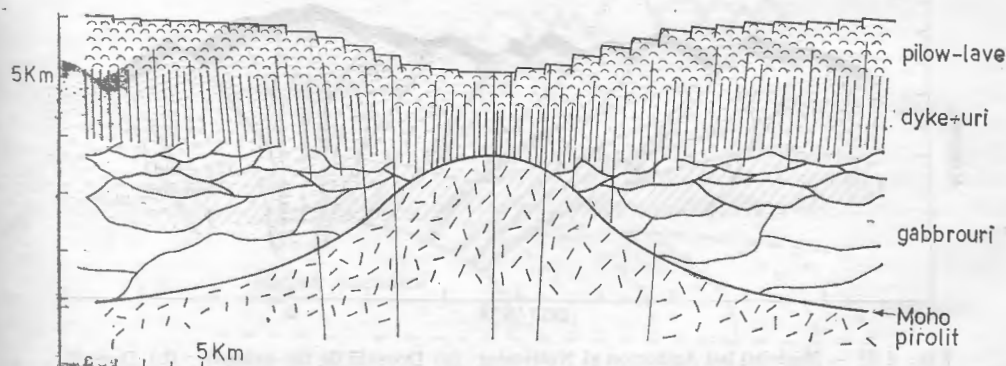


Fig. 4.87 — Modelul lui Deffeyes. Înălțarea dorsalei ca formă generală se datorește intruziunilor bazice care determină o ridicare izostatică. Dacă materialul pus în loc depășește cantitativ pe cel care este îndepărtat prin expansiune ia naștere o dorsală de tip pacific; dacă materialul pus în loc este inferior cantitativ celui care se îndepărtează, ia naștere o dorsală de tip atlantic cu rift. Structura dorsalelor este similară celei din masivul Troodos din Cipru (După Deffeyes, 1970).

teza de expansiune a fost de aceea reluat de Anderson și Noltimier (1973), care au încercat să îmbunătățească modelul lui Deffeyes. După ei, un rol important revine lărgimii zonei în care are loc intruziunea de dyke-uri și raportul acesteia cu viteza de expansiune. Așa cum remarcaseră și alți cercetători anteriori, deplasarea laterală a unei plăci față de axa de expansiune pleacă de la o viteză zero și se accelerează treptat pînă atinge viteza de expansiune constantă a acelei dorsale la o distanță oarecare. Anderson și Noltimier consideră două cazuri posibile: (1) cînd lărgimea zonei în care are loc intruziunea este mai mare decît distanța necesară pentru ca materialul nou format să fie accelerat de la zero la viteza de expansiune, ia naștere o dorsală cu rift; (2) cînd lărgimea zonei de intruziune este mai îngustă decît lărgimea de accelerare, ia naștere o dorsală cu bombare. Diferența este pusă pe seama posibilității, în primul caz, ca materialul intrus să se răcească și să se crape făcînd posibilă o prăbușire în graben (fig. 4.88 a). Acolo unde dorsala se află în apropierea unui punct cald (hot spot) și există un aport suplimentar de căldură, fenomenul nu are loc și dorsala nu are rift, așa cum se întîmplă pe Dorsala Rejkjanes sau Galapagos (fig. 4.88 b).

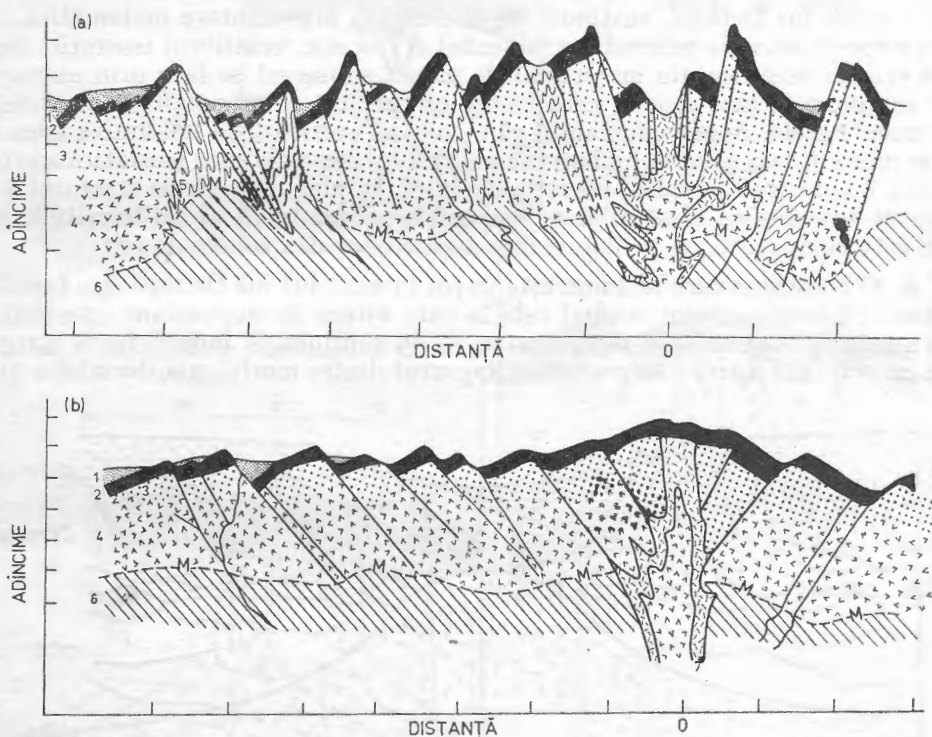


Fig. 4.88 — Modelul lui Anderson și Noltimier. (a) Dorsală de tip atlantic; (b) Dorsală de tip pacific. Tipul de dorsală este dependent de raportul dintre lărgimea zonei de intruziune și lărgimea zonei de accelerare. 1, sedimente; 2, pătura de pillow-uri; 3, stratul de dyke-uri lamelare; 4, gabbrouri; 5, serpentinite; 6, roci ultrabazice de manta; 7, zone de intruziuni de ultrabazice; M, discontinuitatea Moho (După Anderson și Noltimier, 1973).

Modelul lui Anderson și Noltimier arată astfel că situația „normală” este cea a dorsalelor cu bombare, în timp ce dorsalele cu rift sînt un caz particular, un accident. În acest sens dorsalele sînt o structură de geneză continuă, în timp ce valea de rift este o anomalie, cu apariție episodică, datorită unei prăbușiri ca urmare a ruperii crustei.

7. O variantă a teoriei Deffeyes este și cea emisă de Piper și Gibson (1972), care recurg tot la analiza raportului dintre distribuția stressului și a lărgimii intruziunii la marginea de acrețiune. Dacă vatra magmatică este îngustă, bazaltele se vor intrude ca dyke-uri verticale (fig. 4.89 a). Cu cît vatra magmatică este mai largă, cu atît zona de stress la baza plăcii va fi mai mare iar principalele traiectorii de stress vor fi abătute de la suprafață (fig. 4.89 b, c). În felul acesta tot mai mult material va fi intrus lateral în placă, ca mănunchiuri, sub un unghi mic și tot mai puțin material va atinge suprafața pentru a genera un vulcanism. Aceasta seamnă că marginile de plăci se măresc nu numai în axa de acrețiune, ci și pe o direcție distanță lateral. Prin această adăugare vor lua naștere la suprafață traiectorii de stress care vor genera falii în timpul mișcării laterale a plăcilor, ceea ce va permite și formarea văii de rift. După cum se vede, este exprimată aici ideea lui Deffeyes, deși se face apel la alți parametri și nu se menționează rolul echilibrării izostatice. Procesul însuși al formării văii de rift nu este nici el aprofundat.

8. Aceiași factori, distribuția stressului generat de o intruziune ce are loc sub presiune, sînt invocați și de Koide și Bhattacharji (1975) în construirea unui model mecanic. Ei arată că pe bolta unei intruziuni de forma unei lame rotunjite în sus (ca o căpiță în secțiune transversală) are loc un efort de boltire a stratelor de deasupra și altul de împingere laterală din cauza efectului de ic. Dacă intruziunea

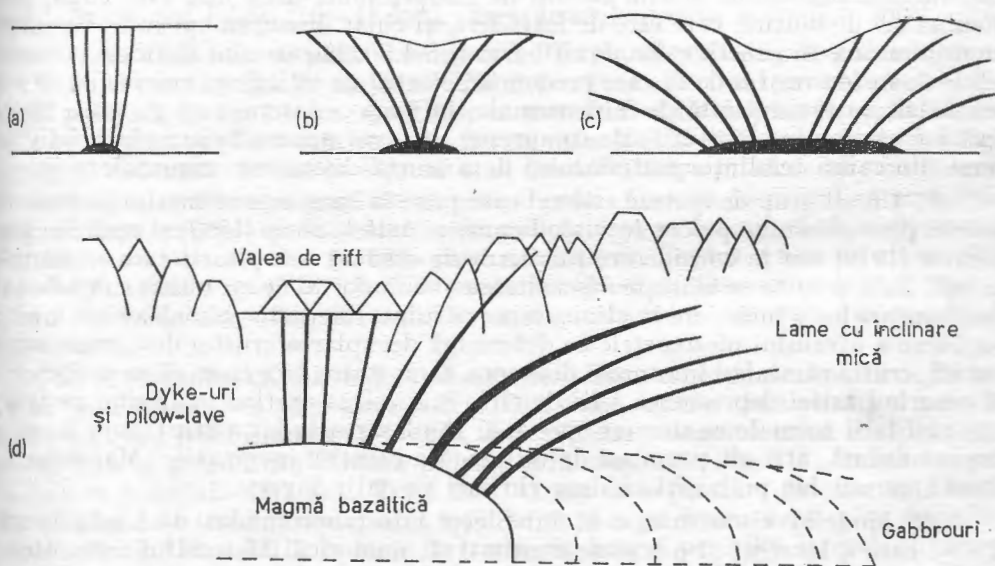


Fig. 4.89—Modelul lui Piper și Gibson. (a) Dacă camera magmatică este îngustă bazaltele se intrud ca dyke-uri; (b,c) Cu cît camera magmatică este mai largă cu atît traiectoriile de stress vor fi abătute de la suprafață, ceea ce duce la un deficit de masă în zona centrală cu formarea văii de rift; (d) Schiță în care se arată cum intruziunea laterală sub unghi mic a lamelor de bazalte afectează structura crustei prin falierea marginilor și formarea văii de rift (După Piper și Gibson, 1972).

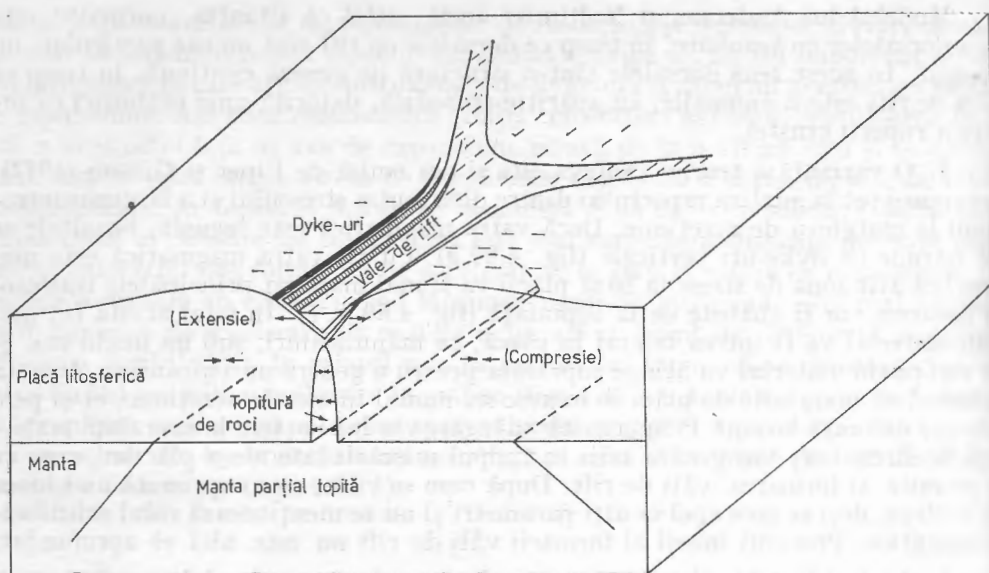


Fig. 4.90 — Formarea văii de rift după Koide și Bhattacharji. Valea de rift este un efect al intruziunii în ica topiturii bazice în placa litosferică. Subsidența în graben are loc pe falii normale deasupra intruziunilor. Se observă de asemenea zonele de compresie și extensie precum și dyke-urile paralele și transversale pe valea de rift (După Koide și Bhattacharji, 1975).

este îngustă predomină efortul lateral de compresie, dacă însă este largă, predomină cel de boltire, care este de întindere, și chiar deasupra apexului va exista un minim care va genera valea de rift. Din fig. 4.90, în care sînt indicate și suprafețele de forfecare și zona în care predomină efortul de întindere, reiese clar că valea de rift va fi mărginită de falii normale, în timp ce lateral față de masa intrusivă vor domina eforturile de compresie, care vor genera la suprafață falii inverse din cauza tendinței materialului de a scurta distanțele orizontale.

9. Un alt grup de ipoteze este cel care pune la baza mecanismului de formare a zonei de expansiune procesele viscodinamice. Astfel, Sleep (1969) și apoi Sleep și Biehler (1970) iau în considerare pierderea de căldură a topiturii care se intrude în axă. Prin aceasta se mărește viscozitatea și sub dorsalele cu viteză mică de expansiune are loc o întârziere în alimentarea riftului. Imediat sub zona axială are loc o scădere a nivelului piezometric ce determină decuplarea crustei de camera magmatică, crusta rămînînd în consolă deasupra. Gravitatea face ca ea să se prăbușească generînd astfel depresiunea văii de rift. Prăbușirea are loc în trepte, pe falii, care sînt falii normale ce converg spre axă. Deplasarea în jos a crustei are loc pe o lărgime redusă, atît cît ține zona de influență a camerei magmatice. Mai departe, lateral, nu au loc prăbușiri ci doar ridicări pe falii inverse.

10. Modelul viscodinamic al lui Sleep a fost aprofundat de Lachenbruch (1973), care a încercat și o tratare cantitativă, numerică. Materialul astenosferic este considerat viscos (lichid newtonian), împins în mod pasiv între pereții laterali ai zonei de expansiune din cauza presiunii litostatice. Doar cînd presiunea medie a materialului ascendent depășește presiunea medie litostatică poate avea loc expansiunea, cu depărtarea pereților dar și cu acrețiunea, egală ca volum, a marginilor litosferei. Calculele au arătat că presiunea limită (normală pe pereții

zonei de acrețiune) este de 330 bari și că un rol important revine diminuării pe verticală a viscozității în canalul de ascensiune, care trebuie și ea să depășească valoarea limită la partea superioară a canalului pentru a avea loc expansiunea. În continuare autorul stabilește mai multe relații teoretice, pe care le testează numeric. Una este relația dintre lărgimea canalului magmatic și viteza de expansiune în sensul că, o valoare dublă a canalului echivalează cu o mărire a vitezei cu un factor de 8 (adică într-un canal de 1 km lărgime și cu o viteză de 1 cm/an, presiunea va fi egală cu cea dintr-un canal de 2 km lărgime și cu o viteză de separare de 8 cm/an). A doua este relația dintre viteza de expansiune și adâncimea văii de rift, în sensul că, cu cât viteza este mai mică cu atât riftul este mai adânc, ceea ce face ca la viteze mari valorile de adâncime să devină negative, adică să existe adăugare de material și dorsala să crească în înălțime, fără a mai avea un rift. În felul acesta, Lachenbruch reușește să exprime cantitativ relații cunoscute calitativ. Dincolo de aceasta el nu ajunge să exprime însă mecanismul formării riftului și cu atât mai puțin a reliefului din zonele înconjurătoare. Chiar după ce el a extins analiza și la canale ascensionale de formă triunghiulară în secțiune (1976), modelul lui nu a fost îmbunătățit din punct de vedere al înțelegerii mecanismului dinamic.

11. Amintim în sfârșit, în trecere, și ipoteza lui Francis (1974) care presupune că valea de rift este tot rezultatul unei prăbușiri, dar considerată ca o mare calderă. Baza văii de rift ar fi astfel capacul camerei magmatice ce s-a prăbușit din cauza diferenței de densitate și a erupțiilor, decuplată fiind de pereții văii. O astfel de ipoteză nu rezistă criticilor, în primul rând pentru că nu este de geneză continuă, iar în al doilea rând, camera magmatică este în general îngustă (sub 1—2 km) pentru dorsale cu viteză mică de expansiune, în timp ce zone pe care apar falii normale este cu mult mai largă (10—15 km), inexplicabile pentru o calderă prăbușită.

12. Teoriile expuse pînă acum privind formarea văii de rift au avut toate în comun o caracteristică: ele consideră depresiunea ca fiind un graben, deci o formă generată de o coborîre, marginile ei trebuind să fie delimitate de falii normale pe care a avut loc coborîrea. Pentru ca valea de rift să fie o veritabilă formă de geneză continuă trebuie ca elementul ei dinamic, talpa ei, să se afle neconținut în același loc, pentru a asigura astfel permanența. Aceasta înseamnă că marginile sînt cele care se deplasează și anume, se ridică, ceea ce înseamnă că treptele sînt delimitate de falii inverse, pe care are loc înălțarea. Faptul a fost intuit de Defeys dar el a fost exploatat pînă la capăt începînd cu Osmaston (1971), care a propus un model ingenios de explicare a mecanismului dinamic din zonele de expansiune.

Să presupunem că într-o dorsală cu viteză mare de expansiune pătrunde material topit ascensional din astenosferă. Din cauza vitezei de separare a plăcilor materialul are posibilitatea să ajungă ușor pînă la atingerea unui echilibru izostatic, fără să piardă din căldura proprie prin conducție laterală. În felul acesta ia naștere o dorsală fără rift. Dacă însă viteza de separare a plăcilor este mică, ascensiunea este lentă și materialul topit se va răci pe drum, ceea ce va duce, din cauza măririi viscozității, la forțe de frecare în lungul pereților laterali. El nu va ajunge astfel la nivelul maxim cerut de echilibrul izostatic ci va fi stopat pe drum, și doar o mică parte va ieși la suprafața dorsalei adăugînd pe marginea plăcilor tranșe noi. Aceste tranșe sînt notate în fig. 4.91 cu 1, 2, 3 etc. care reprezintă totodată și izocrone magnetice. Deoarece materialul nou încheșnat s-a oprit sub nivelul de echilibru izostatic, vor lua naștere forțe de împingere în sus care tind să-l

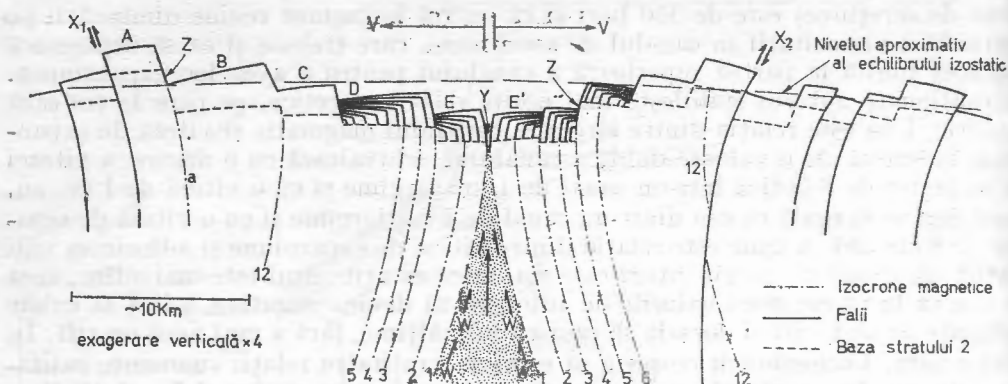


Fig. 4.91 — Modelul dinamic al lui Osmaston. Zona de topire parțială și de ridicare viscoasă, figurată punctat, este prezentată mult lărgită pentru claritate; forțele de împingere a topiturii (notate cu W) împiedică, la contactul cu stratul de răcire, realizarea echilibrului izostatic, fapt pentru care forțele de flotabilitate se vor acumula pe măsura lărgirii văii. Astfel blocurile B, C, D, E se vor ridica în lungul faliiilor de tipul-a. X_1 și X_2 sînt două falii recente de acest tip; Y este noua suprafață de intruziune care urmează să sufere o astfel de ajustare. 1, 2... 12, izocrone magnetice care arată că, deși în linii generale expansiunea este simetrică, în detaliu există modificări ale vitezelor pe cele două flancuri (a se vedea de exemplu poziția anomaliei 5); Z, poziții în care apar aflorimente ale stratului 3 (După Osmaston, 1971).

aducă la nivelul cerut. Ele se vor acumula pînă ce va fi depășită limita de rezistență a rocilor și va avea loc o rupere sub forma unei falii. Această falie este inversă, deoarece în lungul ei se deplasează în sus blocul *de sub* planul de falie. De pildă blocul D va sări în sus în raport cu blocul E, interfața D/E fiind astfel o falie inversă. Lărgimea zonei pe care are loc fenomenul depinde de lărgimea intruziunii și de viteza de separare a plăcilor, cu prima fiind o corelare directă, iar cu a doua o corelare inversă, aceasta deoarece cu cît viteza de separare este mai mică, cu atît timpul de răcire este mai lung iar intruziunea va crea o forță ascensională pe o zonă mai largă, acționînd asupra acesteia ca s-o împingă în sus. Este posibil ca din cauza inerției un bloc să fie împins deasupra nivelului de echilibru izostatic, ceea ce va face ca el să se prăbușească ulterior, în lungul unor falii care de data aceasta sînt falii normale (X_1 , X_2 în figură).

Modelul propus explică astfel morfologia în trepte a văii de rift, relieful de horsturi și grabene care se găsesc pe platourile adiacente riftului, posibila apariție a stratului 3 în unele escarpamente de falie (de pildă în Z), precum și posibila asimetrie morfologică, aceasta deoarece nu este obligatoriu ca reajustarea pe falii să fie simultană pe ambele flancuri (în figură izocrona 5 indică un astfel de caz). În ansamblu, modelul lui Osmaston este foarte logic dar i se poate obiecta că extinde pe o lărgime prea mare un proces care are loc probabil pe o zonă mult mai restrînsă, aceea a canalului de ascensiune a topiturii și care, cu greu poate avea efecte izostatice pe o lărgime de cîtiva km și cu o înălțare de 2 km. În plus, pînă acum nu au fost evidențiate mecanisme în focar care să ateste existența unor falii inverse.

13. Dacă Deffeyes și Osmaston au mizat mai ales pe necesitatea de păstrare a unui nivel superior ca urmare a forței izostatice, Harrison (1974) invocă necesitatea conservării unei lărgimi fixe a văii de rift. El o postulează pe aceasta plecînd de la ideea că o intruziune are o lărgime care se păstrează fixă în decursul istoriei

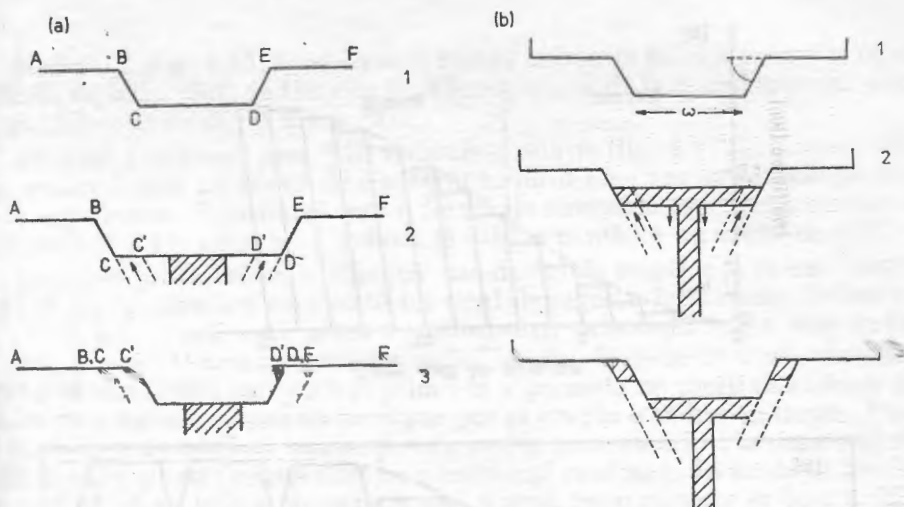


Fig. 4.92 — Formarea văii de rift după Harrison. (a) Cazul în care este un rift de geneză continuă dar nu există extruziuni. Pentru ca riftul să-și păstreze lărgimea constantă, este necesar ca porțiunile CC' și DD' să fie înălțate neconținut; (b) Cazul în care în rift există și extruziuni. Porțiunea hașurată din fig. 2 cuprinde materialul intrusiv și extrusiv nou. Pentru conservarea lărgimii riftului este necesar ca două porțiuni din margine să fie înălțate lateral (După Harrison, 1974).

geologice a dorsalei respective și nu poate avea decât un efect limitat lateral. Cu această premisă el construiește modele simple, ca cel din fig. 4.92 a, în care se vede că, odată cu depărtarea plăcilor, valea de rift (CD) se lărgeste și pentru menținerea lărgimii (C'D') porțiunile CC' și DD' vor fi înălțate. Același lucru se întâmplă și în cazul unei curgeri (fig. 4.96 b) când materialul extrusiv (dar și intrusiv) înalță fundul văii cu o tranșă (vizibilă în 2). Pentru păstrarea lărgimii inițiale are loc înălțarea pe flancuri a unor porțiuni, iar pentru păstrarea nivelului văii o coborâre subsidentă a fundului ei (în 3).

Desigur, cu astfel de scheme simpliste nu avansăm mult în înțelegerea mecanismului intim al fenomenului căci pînă la urmă Harrison face apel tot la izostazie pentru a explica înălțările și coborîrile fostului fund de vale, așa cum face și Defeyts și Osmaston. Ceea ce este mai grav în toate aceste modele, care postulează falii inverse, cu ridicarea unor compartimente pe ele, este faptul că niciodată nu au fost observate seisme cu mecanisme în focar care să indice un atare tip de mișcare. Aceasta face pe Harrison să creadă că mișcarea este atît de slabă încît se află sub posibilitatea de detectabilitate și calcularea unui mecanism în focar.

14. Harrison a revenit, împreună cu Stieltjes (1977) asupra mecanismului prin care are loc înălțarea marginilor văii de rift punînd în discuție trei modele. În toate trei rezolvarea este dată prin jocuri de-a lungul unor plane de falie. Primul model (fig. 4.93 a) postulează exclusiv falii ce înclină spre axa văii, aceasta din urmă presupusă a avea o adîncime de 1,5 km și o lărgime totală de 30 km. Problema care se pune este de a ridica, cu o mișcare continuă ce are loc pe orizontală (expansiunea) și pe verticală, fundul de vale care ia naștere la punctul 0. Forma generală a văii este aceea indicată de linia întreruptă (punct-linie) și pentru a o realiza este necesară o mișcare sacadată, pe blocuri. Acestea se vor mișca însă dife-

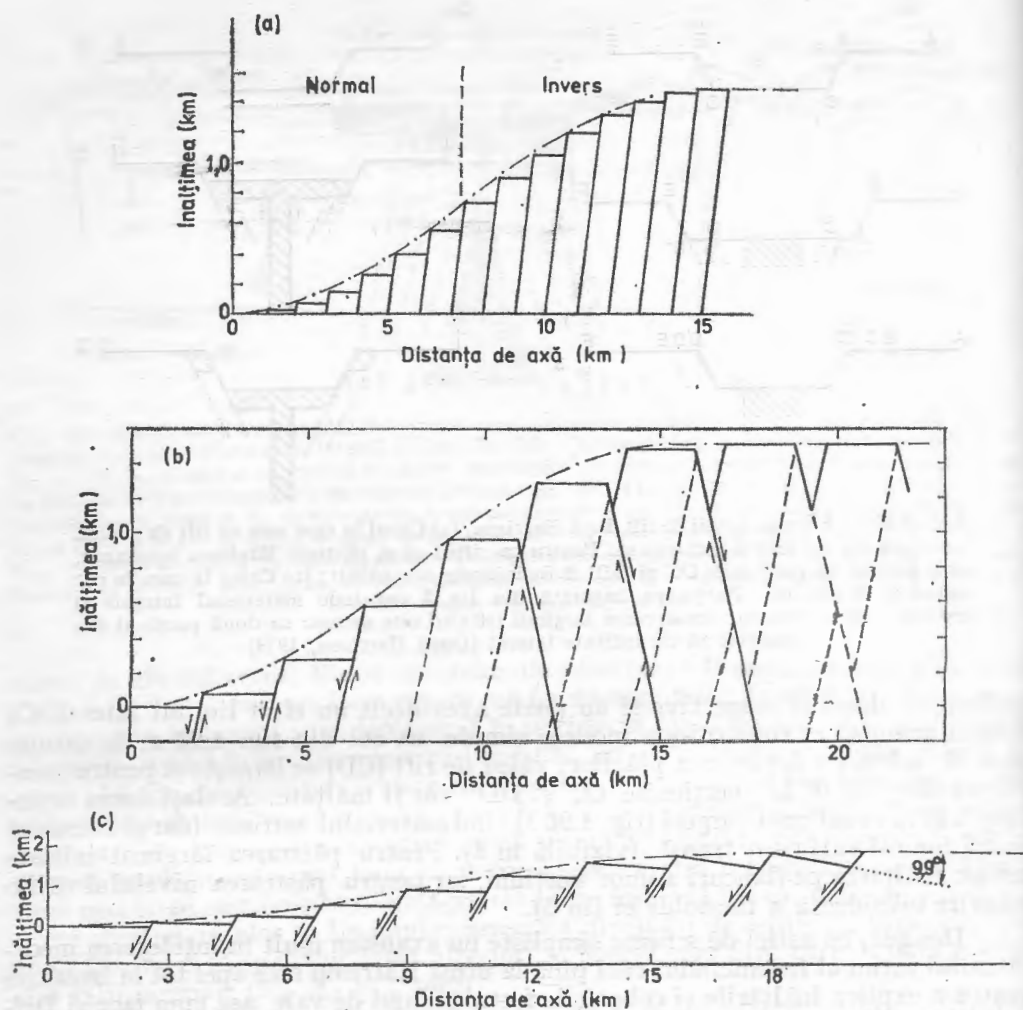


Fig. 4.93—Formarea văii de rift după Harrison și Stieljens. (a) Modelul în care fiecare bloc este obligat să se deplaseze astfel ca colțul din stînga sus să se miște în lungul curbei linie-punct. Mișcarea relativă între blocuri este astfel normală în partea stîngă a diagramei și inversă în partea dreaptă; valea de rift are 30 km lărgime și 12 km adîncime; (b) Modelul 2 în care, după o ridicare pe falii cu înclinări spre axa văii, intervin falii normale cu căderi în afară. Cu linii pline faliile active, cu linii întrerupte, faliile inactive. Lărgimea văii de 30 km, adîncimea de 1,2 km, înclinarea faliilor la 45°; (c) Modelul 3 în care forma generală a văii de rift este aceea a unei sinusoide, cu panta maximă de 9,9° și blocuri cu căderi spre exterior. Faliile active cu linii pline, faliile inactive cu linii întrerupte. Valea are 36 km lărgime și 2 km adîncime (După Harrison și Stieltjes, 1977).

rit; în partea apropiată de axă (stînga figurii), pe planele de separare dintre blocuri va avea loc o cădere pe falie normală, în timp ce în partea distală de ax (dreapta) mișcarea va fi de ridicare a fiecărui bloc în raport cu cel din dreapta, ceea ce înseamnă o mișcare de falie inversă. Acest model 1 face apel așadar la falii normale și inverse, toate cu căderi spre ax.

Modelul 2 (fig. 4.93 b) statuează numai existența faliilor normale, cu căderi pe planul de falie. Dar, în timp ce în stînga planele de falie cad spre ax, cele distale au cădere inversă, în afara văii.

Modelul 3 asociază unor falii normale o rotație (fig. 4.97 c), în sensul că ridicarea continuă este anihilată de o rotație în jurul unei axe orizontale paralele cu axa de expansiune. Rezultatul este o formă de sinusoidă care, pentru o vale de 36 km lărgime și 2 km adîncime, trebuie să aibă o pantă cu un unghi de $9,9^\circ$.

Modelele lui Harrison și Stieljtes par destul de criptice la prima lectură dar merită să fie aprofundate căci oferă tot felul de sugestii interesante. Prima chestiune, și cea mai gravă, este aceea a posibilității existenței într-o vale cu funcție continuă, a unor falii cu mișcare normală. O astfel de mișcare a fost admisă de Atwater și Mudie (1968) care au fost primii în a prezenta un profil morfologic de mare detaliu pe o dorsală și care au presupus pur și simplu o cădere în trepte. Dar o astfel de cădere este posibilă numai pentru un loc unde nu a fost înainte nici o depresiune, ceea ce nu este compatibil cu o existență continuă. În modelul 1 trebuie de aceea admis că pe prima porțiune a văii a avut loc o ridicare în bloc a unei mari porțiuni, care apoi s-a îmbucătățit în segmente, fiecare căzînd puțin în raport cu cel din dreapta. Apoi, dincolo de o limită (pe care o vom discuta mai departe), segmentele se ridică, fiecare încercînd să ajungă la nivelul celui precedent (adică din dreapta). În felul acesta, aceleași plane de falie, pe care au avut loc mișcări de coborîre, au loc acum mișcări de ridicare, pînă ce la trecerea de la valea de rift la platoul marginal, nivelul general este atins și relieful devine aproximativ orizontal, cu denivelările determinate doar de inegala echilibrare a blocurilor. O problemă pe care o rezolvă modelul este aceea a bazei blocurilor. Este greu de admis că prin împingerea unui bloc în sus baza lui se denivelează, ci trebuie presupus că aceasta este neconținut echilibrată de materialul plastic de dedesubt. Aceasta înseamnă că faliile se rezolvă în jos într-o curgere plastică, aceeași pentru ambele tipuri de falii.

Am subliniat cel din urmă fapt deoarece el creează o dificultate pentru modelul 2. Și aici, pe partea internă a văii de rift, au loc mișcări de falie normală, pentru ca mai departe de axă, pentru reducerea înălțimii, să intervină falii inverse cu căderi spre exterior. Relieful pe care-l generează pe platoul marginal este conform cu cel existent efectiv (horsturi și gabene), fapt care i-a făcut pe Needham și Francheteau (1974) să-l adopte și pentru zona FAMOUS. Dificultatea semnalată mai sus este aceea că faliile cu căderi spre exterior au rădăcina într-o zonă de crustă mai veche, deci mai rece, și ca atare nu mai au zona de rezolvare în jos, în materialul plastic, la același nivel cu cele cu cădere spre interior, ceea ce creează dificultăți de interpretare d.p.d.v. al echilibrului izostatic. Dealtfel este greu de întrevăzut motivul pentru care la o anumită distanță de axa riftului sensul de cădere al faliilor să se schimbe. Amintim însă că un mecanism similar de falii, cînd într-o direcție cînd în alta, a fost invocat și de Cann pentru a explica apariția unor roci vechi pe platourile unei dorsale.

Al treilea model face și el apel la faliile normale din partea internă a văii de rift și explică ingenios modul în care este limitată creșterea în înălțime a dorsalei. Măsurătorile efectuate pe Dorsala Gorda (Atwater și Mudie, 1973) indică un unghi de pantă mediu de 12° , care ar corespunde cu cel teoretic necesar ca să dea forma văii de rift. Datele concrete arată însă altceva. Stratele sedimentare, depuse orizontal, se află înclinate la 5° , ceea ce înseamnă că rotația poate anihila o parte din ridicarea pe falii a marginilor văii, dar nu întreaga ridicare.

Concluzia lui Harrison și Stieljes este aceea că nici unul din modele nu este suficient pentru a oferi o soluție completă și că probabil, în realitate există o îmbinare a tuturor acestor mecanisme. În ce privește cauza însăși a formării văii și a faliilor din cadrul ei, cei doi autori fac apel tot la mecanismele viscodinamice imaginate de Sleep (1969), Sleep și Biehler (1970) și apoi de Lachenbruch (1973, 1976) expuse mai sus.

În legătură cu rolul faliilor amintim în treacăt și ideea emisă de Laughton et al. (1979), care consideră că relieful de creastă al dorsalelor este o consecință a temperaturii la care se află magma din camera magmatică. Astfel, din cauza punctului cald (hot spot) din Islanda, temperatura mare creează o presiune ridicată, ceea ce face ca Dorsala Reykjanes să se boltească și să nu existe o vale de rift, știut fiind că această dorsală, împreună cu Dorsala pacifică, sînt singurele fără rift. Cu depărtarea de punctul cald temperatura este mai scăzută, ea nu mai menține o presiune ridicată în camera magmatică, litosfera prăbușindu-se în trepte. Prăbușirea se face pe falii normale ce creează un relief accentuat. Autorii nu intră în detalii dar un astfel de mecanism iese din discuție nefiind de formare continuă ci de tip episodic, eventual ciclic.

15. Încheiem această trecere în revistă a modelelor propuse pentru explicarea dinamicii zonelor de expansiune cu cel schițat într-o primă formă de Daignieres et al. (1975) și dezvoltat de Tapponnier și Francheteau (1978). Acești autori se distanțează de la început de toți predecesorii prin faptul că ei neagă posibilitatea de ridicare pînă la suprafață, în zonele de expansiune, a astenosferei și consideră că, chiar aici, litosfera este prezentă, cu o grosime de 4—5 km, deci mai subțiată. Subțierea („gîtuirea“ cum afirmă chiar titlul lucrării) se datorește forțelor disjunctive ce împing plăcile distal. Dar, în locul de maximă distensie litosfera nu este ruptă, ci lasă astenosfera să se ridice pînă în camera magmatică, rămînînd ca o masă coerentă, care este îngroșată de jos prin adaos de material și răcire, iar deasupra prin material vulcanic. Tectonia disjunctivă se face simțită pe o lărgime de circa 10 km, determinînd formarea de falii normale. Acestea afectează numai partea superficială a litosferei, zona casantă, în timp ce mai jos, în zona plastică, are loc un fluaj vîscos, evidențiat de foliația metarocilor din această zonă.

Gîtuirea litosferei în zona de expansiune ridică trei probleme fundamentale: compensarea izostatică, mecanismul erupțiilor vulcanice și starea de permanență a acestei structuri. În ce privește compensația izostatică, știut fiind că în zonele de expansiune ea este aproape realizată, trebuie găsit un mecanism prin care să fie compensată această subțiere. Ea este explicată printr-o bombare generală în zona axială a astenosferei, acolo unde are loc gîtuirea litosferei. Reechilibrarea izostatică se realizează printr-o curgere plastică în partea inferioară, vîscoasă, a litosferei și în astenosferă, în cea din urmă cu o viteză de cîteva zeci de ori mai mare decît în prima (fig. 4.94). Prin aceasta se creează un deficit de masă care se reflectă asupra părții superioare a litosferei, cea rigidă, care se rupe în lungul unor falii normale în trepte. Prin bombarea astenosferei și a părții inferioare a litosferei, partea superioară este și ea deformată, ceea ce face ca faliile ce mărginesc grabenul central să se încline, iar blocurile care sînt delimitate de ele să basculeze spre exterior. Deoarece reechilibrarea izostatică nu se realizează local, bombarea are o rază de curbură mai mare, ce depășește lărgimea strictă a văii de rift, dar apoi ea se anihilează și suprafața se netezește lateral, în platourile de dincolo de vale.

În ce privește vulcanismul, dacă se admite o continuitate a litosferei, erupțiile care ajung la suprafață în valea de rift trebuie să aibă canale care o străbat

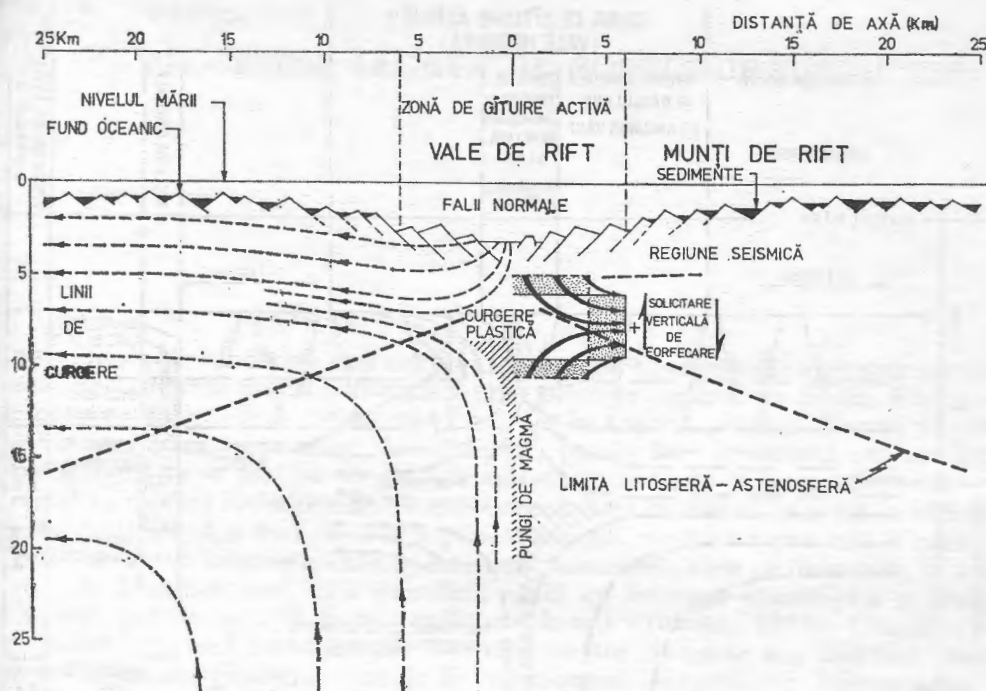


Fig. 4.94—Mecanismul de formare a unui rift după Tapponier și Francheteau cu gîtuirea litosferei, fără ca materialul astenosferic să ajungă la suprafață. Ruperea la suprafață a litosferei se datorește deficitului de masă generat de diferența vitezei de curgere în litosferă și astenosferă. În același timp are loc și o rotire în afară a blocurilor faliat (După Tapponier și Francheteau, 1978).

și nu pot să aibă decît o activitate punctuală spațial și intermitentă în timp, fapt confirmat de observațiile efectuate în zona FAMOUS, în Islanda și Afar. Starea de continuitate a procesului de acrețiune este astfel doar statistică, prin însumarea unor evenimente discrete de erupții vulcanice, formate de falii și intruziuni de dyke-uri.

Obiecția ce se poate aduce acestei ipoteze este dezacordul cu faptele de observație, tocmai într-unul din punctele cheie. Pe platourile marginale ale văii de rift nu se cunosc blocuri rotite pe falii normale, ceea ce infirmă boltirea litosferei și deci posibilitatea de compensare izostatică.

Modelul propus de Tapponier și Francheteau, cu gîtuirea litosferei, a fost adoptat și de alți cercetători, ca de pildă Flower și Robinson (1981) care, încercînd să interpreteze datele obținute din forajele DSDP 417 și 418 din Atlantic pentru crusta oceanică născută în cretacic, ajung la concluzia că ea s-a format în condiții similare existente astăzi în zona de expansiune atlantică. Astfel, pentru o expansiune cu o viteză totală de 2—4 cm/an (1—2 cm/an de fiecare parte) există posibilitatea acumulării magmei într-o cameră situată la circa 2,5—5 km adîncime, cameră în care presiunea este relativ scăzută și în care magma ajunge în stare fluidă venind din rezervoare mai profunde (fig. 4.95). De aici ea este expulzată în sus sau adosată lateral. Rezultă o stratificare a crustei oceanice conformă cu modelele binecunoscute (coloana din dreapta figurii), dar care este aplicată modelului cinematic a lui Tapponier și Francheteau.

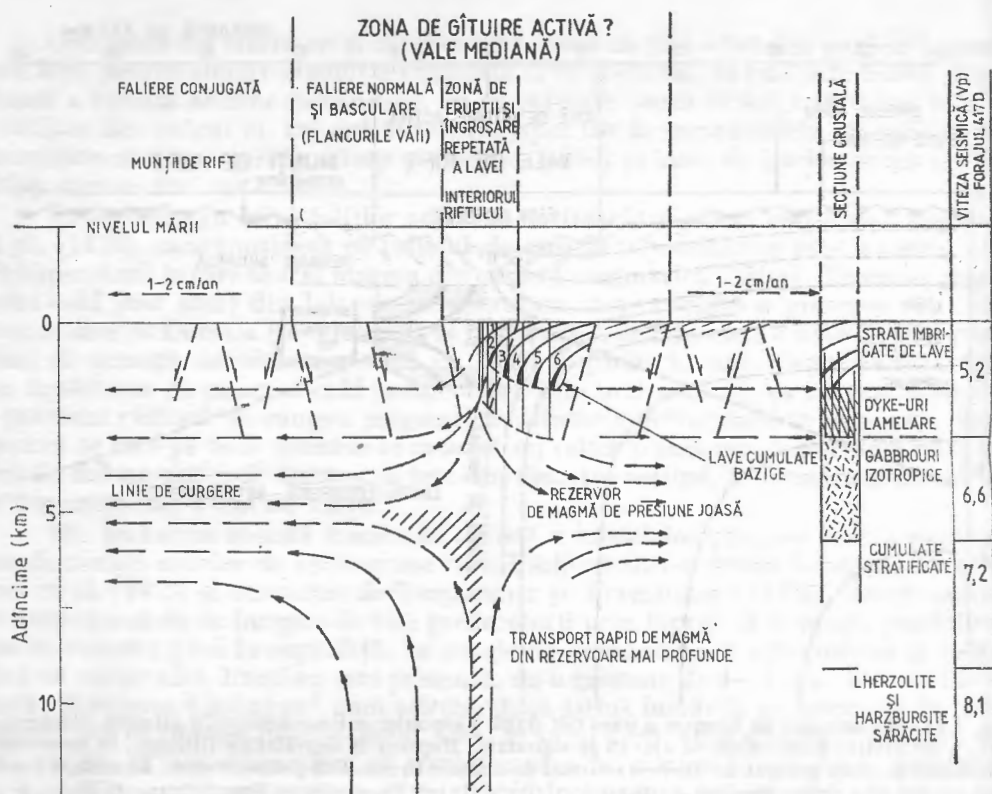


Fig. 4.95 — Completarea modelului cinematic a lui Tapponier și Francheteau cu elementele structurale și litologice pe baza interpretării datelor obținute din forajele DSDP în Atlanticul de Vest. Numerele 1, 2, 3 etc. se referă la succesiunea episoadelor eruptive prin care sînt puse în loc lave ce îngroapă pe cele precedente (După Flower și Robinson, 1981).

Multitudinea de ipoteze prezentate mai sus, și care nu epuizează stocul existent, evidențiază dificultatea problemei pe care o ridică morfologia și dinamica văilor de rift. În esență este vorba de a răspunde la următoarele întrebări: (1) Cum se face că depresiunea văii de rift se formează tocmai în zona în care are loc un aport maxim de material dinspre interior? (2) Care este mecanismul prin care acest material este ridicat lateral pînă la nivelul munților de rift, care transformă adică o mișcare de lăsare în jos (formarea grabenului) într-o mișcare de ridicare în sus (formarea pereților văii de rift)? Care este mecanismul prin care acest joc de forțe se anihilează și relieful rămîne orizontal pe platourile dorsalelor oceanice? Răspunsul la aceste întrebări trebuie să țină seama că procesul este continuu și se desfășoară pe fondul general al mișcării divergente a plăcilor. Deocamdată este prematur a se da un răspuns definitiv, dar față de datele cunoscute, pot fi reținute cîteva ipoteze ce nu le contravin. Astfel, pentru formarea grabenului ipoteza viscodinamică, prin care coborîrea este atribuită unei pierderi de sarcină hidraulică (Sleep și Lachenbruch) are cele mai multe șanse de a reprezenta o realitate. Pentru ridicarea marginilor poate fi admis ca mecanism reechilibrarea izostatică, iar pentru nivelarea reliefului, jocul de falii normale, cu căderi interioare și exterioare (MacDonald și Atwater, 1978).

PROCESELE LEGATE DE ZONELE DE SUBDUCTIE

Zonele de subducție sînt cele în care are loc consumarea, distrugerea crustei oceanice, sau mai precis a litosferei unei plăci ce suportă un ocean. Ele se află în opoziție cu zonele de expansiune unde are loc crearea plăcilor. Pentru a aprecia global amploarea procesului de subducție, putem face următorul calcul: datele paleomagnetice și forajele DSDP au arătat că oceanele Atlantic și Pacific s-au format în ultimii 200 milioane de ani. Concomitent cu deschiderea lor, o suprafață egală de litosferă a fost înghițită prin subducții. Aceasta reprezintă o cantitate de 200 miliarde kilometri cubi de litosferă consumată, ceea ce înseamnă, la actualele rate de expansiune, că o suprafață egală cu întreaga suprafață a globului a dispărut prin subducții în 160 milioane de ani (Toksöz, 1975). Grandios prin amploare, procesul de subducție este răspunzător de unele din cele mai importante fenomene geologice cum ar fi vulcanismul, majoritatea cutremurelor de pămînt, formarea arcurilor insulare și a catenelor de munți. El este astfel cel mai interesant, complex și semnificativ fenomen al tectonicii globale.

Zonele de subducție se caracterizează prin următoarele elemente morfologice, geofizice și geologice (Wyllie, 1971):

1. Amplasarea lor în fața unui element morfologic convex, fie el un arc insular sau o margine de continent.
2. Prezența unor fose oceanice care sînt cu 3—4 km mai adînci decît fundul oceanic alăturat.
3. Existența unor zone seismice cu focar intermediar și profund.
4. O puternică anomalie gravitațională negativă deasupra fosei și o slabă anomalie pozitivă deasupra arcului insular sau a marginii continentale.
5. O creștere abruptă a fluxului termic pe linia arcurilor insulare sau a marginilor continentale.
6. Prezența unui arc vulcanic andezitic la mai mult de 100 km și mai puțin de 300 km de marginea arcului insular sau a marginii continentale, ocupînd latura oceanică a zonei de flux termic ridicat.

Din cele de mai sus se constată că trăsătura cea mai pregnantă a zonelor de subducție este polaritatea, care se manifestă în unidirecționalitatea proceselor. Spre deosebire de zonele de expansiune, unde este o perfectă simetrie în toate manifestările (caracteristici geofizice, dinamică, funcții geologice), în zonele de subducție legea este asimetria, zonarea polară a caracteristicilor geofizice și geologice. Desigur, la o scară globală, unei acrețiuni simetrice de plăci ar trebui să-i corespundă o consumare simetrică, fapt ce are loc într-adevăr, dar la distanțe atît de mari și prin transformări atît de multiple încît sensul acestei simetrii se

pierde. Așa de pildă, expansiunea Dorsalei Pacificului de Est se rezolvă în subducțiile de pe coasta de vest a Americii de Sud și în arcurile insulare Noua Zeelandă și Tonga din partea de vest a Pacificului. La distanța de mii de kilometri este inutil a mai urmări o simetrie a zonalității proceselor. Mai caracteristic este cazul Atlanticului a cărui acrețiune pe Dorsala medio-oceanică se rezolvă spre vest, dincolo de continentul sud-american, în subducția de pe coasta de vest a Americii de Sud, iar spre est în zona de consumare din partea de vest a Pacificului, trecând peste încă o zonă de acrețiune, cea din dorsala Oceanului Indian. Aceste două exemple evidențiază vine de ce în cazul zonelor de subducție se poate vorbi fără ezitare de un fenomen polar, asimetric.

Polaritatea procesului de subducție și a tuturor fenomenelor legate de el duce la o zonare longitudinală a caracteristicilor fizice, perpendicular pe direcția de mișcare. Se pot astfel stabili gradiente (raporturi intensitate/distanță) pentru fluxul termic, gravitate, seismicitate, magnetism, care permit localizarea zonei de subducție. Cum aceste zone au un important rol geotectonic, identificarea lor pentru trecutul geologic este vitală. Din păcate caracteristicile geofizice fiind tranziente, ele nu pot fi utilizate (cu excepția magnetismului care rămâne imprimat în roci). Soluția o oferă fenomenele geologice care prezintă și ele aceeași polaritate și a căror zonare permite stabilirea proceselor dinamice din trecut. Polaritatea privește procesele vulcanice, sedimentare, metamorfice, tectonice etc. Cu ajutorul acestora se pot astfel stabili marginile fosile de plăci la care au avut loc procese de subducție. Dealtfel una din sarcinile importante ale geologiei este în momentul de față găsirea criteriilor cât mai sigure pentru deducerea, din zonarea elementelor geologice, a proceselor dinamice revoluate.

Fenomenele din zonele de subducție fiind polare, ele au un sens. Pentru ușurarea limbajului s-a convenit să se utilizeze termenii de „extern” și „intern” în sensul în care are loc subducția, ea făcându-se deci de la exterior spre interior.

O altă caracteristică a zonelor de subducție este neregularitatea geometrică în raport cu placa care se subduce, spre deosebire de zonele de acrețiune, unde în mod evident toate părțile unei plăci care se creează sînt de aceeași vîrstă. Această pentru simplul fapt că subducția poate să fie (și este de cele mai multe ori) oblică, datorită neregularităților plăcii sub care are loc subducția, nu a plăcii care se subduce, supusă unor riguroase legi de mișcare imprimate de zona de expansiune în care a luat naștere. Neregularitatea marginii plăcii superioare face ca sub ea să alunece porțiuni ale plăcii inferioare de vîrste diferite. Este drept că neregularitatea provine dintr-un element nu întîmplător, ci bine determinat, alternanța de alinamente de dorsala medio-oceanică cu falii transformante, dar faptul nu schimbă nimic în ce privește heterocronia plăcii care se subduce. Această heterocronie este de altfel greu de pus în evidență deoarece, dacă în zonele de acrețiune fișiile de anomalii magmatice permit stabilirea cu precizie matematică a vîrstei diverselor porțiuni din plăci, odată cu distanța față de dorsala generatoare și deci cu îmbătrînirea plăcii, fișiile anormale dispar din cauza unui proces pe care îl vom discuta mai departe. Prin aceasta dispăre și posibilitatea unei datări riguroase. Acesta este dealtfel motivul pentru care unii sceptici, nevoiți a accepta evidența expansiunii, care este vizibilă ca un fenomen ce, am putea spune, are loc sub ochii noștri, au negat subducția ca fiind o construcție a minții, nu o evidență direct verificabilă. Din acest punct de vedere obiecția este întemeiată căci nu există nici o dovadă peremptorie a mișcării de subducție, mișcarea ca atare ne-

fiind observată și nici dedusă din elemente recente (ca în cazul acrețiunii). Aceasta nu înseamnă că procesul de subducție a fost inventat ca o necesitate de ordin mecanic, cu care să se explice modul în care dispare crusta oceanică ce este neconținută creată în dorsale, pentru a se păstra dimensiunea constantă a globului. Subducția a fost soluția pentru a se explica un mare număr de fapte de ordin geofizic și geologic pentru care, fie că nu se găseau explicații convenabile, fie că ele veneau în contradicție unele cu celelalte. Așa de pildă explicația dată de Vening Meinesz (1955) pentru anomaliile magnetice negative din fața arcurilor insulare nu era compatibilă cu explicația ce se dădea cutremurelor de pământ. Astăzi mecanismul de subducție a oferit o explicație unitară pentru un mare număr de fapte de observație directă (mecanismul în focar al cutremurelor, flux termic, anomalii de gravitate, anomalii magnetice), pentru explicarea elementelor de relief (fosele oceanice, forma recurbată a arcurilor insulare) și constituie baza pentru o sumă de ipoteze geologice (formarea geosinclinalelor, orogeneza, diferențierea magmatică, zonarea metamorfismului etc.). Putem afirma astfel că partea cea mai fertilă a teoriei plăcilor o constituie descoperirea mecanismului de subducție cu numeroasele și importante sugestii și soluții de ordin geologic pe care le oferă. În cele ce urmează vom prezenta faptele de observație directă (în general de ordin geofizic și petrologic) care caracterizează zonele de subducție.

1. Geografia zonelor de subducție.

Zonele actuale de subducție sînt puse în evidență de elemente morfologice și geofizice. Morfologic se caracterizează prin prezența foselor, iar geofizic, prin anomalii termice și gravimetrice, dar mai ales prin faptul că sînt sediul tuturor seismelor de adîncime medie și mare.

Fosele oceanice sînt zonele în care fundul oceanului se găsește la peste 6000 m. Ele se prezintă ca depresiuni lungi de cîteva mii de kilometri și largi de circa 100 km. Ele sînt cele mai marcante forme de relief ale globului. Nomenclatura foselor variază de la un autor la altul, unii preferînd nume mai generale, alții denumind separat diversele segmente. În cele ce urmează vom utiliza următoarea nomenclatură: (1) Noua Zeelandă (Hikurangi—Kermadec—Tonga); (2) Melanezia (Vanuatu—Solomon—Noua Britanie—Noua Guinee); (3) Indonezia (Sundra—Jawa—Sumatera—Burma); (4) Filipine—Ryukyu (Sulawesi—Halmahera—Sangihei—Filipine—Taiwan—Ryukyu—Nankai); (5) Mariane (Palau—Yap—Mariane—Bonin—Izu); (6) Japonia de Est—Kamciatka (Honshu—Kamciatka—Kurile); (7) Aleutine; (8) Mexic; (9) America Centrală; (10) Antilele Mici (Caraibilor); (11) America de Sud (Peru—Chile); (12) Noua Scoție—Antarctica de Vest (Sandwich de Sud); (13) Marea Egee.

Fosele sînt indicate în fig. 5.1 și sînt enumerate în tabelul XIX. În tabel sînt înscrise adîncimile maxime ale fiecărei fose după Fischer și Hess (1966), cu excepția fosei Kurile—Kamciatka—Honshu unde nava sovietică „Vitiaz” a dat o adîncime de 10 542 m (Udintsev, 1959). Zona a fost cercetată detaliat de atunci în numeroase rînduri, fără a se putea detecta o adîncime mai mare de 9950 m, ceea ce a dus la concluzia că măsurătoarea primă a fost eronată. Sato (1969, citat de Sugimura și Uyeda, 1973) dă pentru fosa Kurile adîncimea maximă de 9783 m, aflată însă în altă parte decît în zona măsurată de „Vitiaz”. Adîncimea de 9810 din tabel se află în fosa Japoniei de Vest.

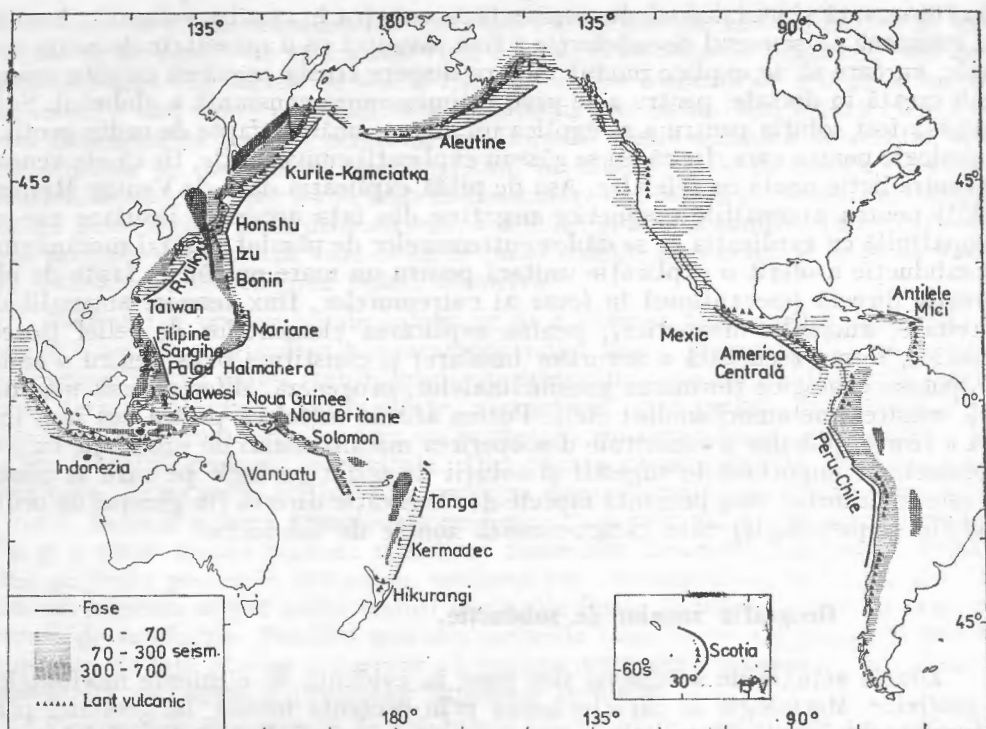


Fig. 5.1 — Zonele de subducție actuale (După Hatherton, 1974, cu completări).

Tabelul XIX

Principalele zone de subducție și câteva din caracterele lor principale

	Numele	Plăcile implicate și sensul subducției	Adâncimea maximă	Lungimea zonei de subducție km	Viteza de subducție cm/an	Adâncimea maximă a seismelor	Tip de subducție	Tipul de plan Benioff
	1	2	3	4	5	6	7	8
1	Noua Zeelandă — Kermadec-Tonga	Pacifică sub indiană	10882	3 000	8,2	660	O/O	A
2	Melanezia	Indiană sub pacifică	9165	2 750	8,7	640	O/O	D
3	Indonezia	Indiană sub eurasiatică	7450	5 700	6,7	730	O/O	B
4	Filipine-Ryukyu	Filipineză sub eurasiatică	10497	4 750	6,7	280	O/O	E
5	Mariane-Bonin-Izu	Pacifică sub filipineză	11034	4 450	1,2	680	O/O	D
6	Japonia de Est — Kamciatka — Kurile	Pacifică sub eurasiatică	9810	2 800	7,5	610	O/O	A
7	Aleutine	Pacifică sub nord-americană	7679	3 800	3,5	260	O/O	B
8	Mexic	Pacifică sub nord-americană	5500	2 200	6,2	300	C/O	B
9	America Centrală	Cocos sub nord-americană	6662	1 900	9,5	270	C/O	B

Tabelul XIX (continuare)

	1	2	3	4	5	6	7	8
10	Caraibilor	Sud-americană sub Caraibilor	9200	1 350	0,5	200	O/O	C
11	Peru—Chile	Nazca sub sud-americană	8055	6 700	9,3	700	C/O	E
12	Noua Scoție	Sud-americană sub Scoția	8264	650	1,9	200	O/O	C
13	Egeeană	Africană sub eurasiatică		1 550	2,7	300	O/O	C
14	Iraniană	Arabă sub eurasiatică		2 250	4,7	250	C/C	E
15	Himalaiană	Indiană sub eurasiatică		2 400	5,5	300	C/C	E

La coloana 7 : 0 — placă cu ocean; C — placă cu continent

Notațiile din coloana 8 corespund tipurilor din fig. 5.80

(După Toksöz, 1975; adâncimile după Sugimura și Uyeda, 1973).

Fosele definesc zonele de subducție, adică acelea în care o placă alunecă sub alta. Placa care se subduce nu poate să fie constituită decât din crustă oceanică, aceasta avînd posibilitatea, din punct de vedere mecanic, să coboare în astenosferă. În schimb placa superioară, sub care are loc subducția, poate să fie constituită din crustă oceanică sau din crustă continentală, ceea ce diferențiază net două tipuri structurale. Dacă placa superioară este de natură oceanică, adică suportă un ocean, procesul de topire a plăcii și vulcanismul consecutiv duc la edificarea unui arc insular. Dacă placa superioară are o crustă continentală, adică suportă un continent, procesul de topire a plăcii inferioare duce la ridicarea unui lanț vulcanic pe acest continent. Am amintit în primul capitol al cărții că din punct de vedere tectonic, în primul caz se vorbește de o subducție de tip arc insular, iar în al doilea caz de o subducție de tip andin, sau continental. Al treilea tip de întîlnire a două plăci amintit acolo, coliziunea de tip himalaian, reprezintă cazul în care vin să se întîlnească două plăci care ambele suportă continente. Cum din cauza flotabilității maselor sialice nici una din ele nu poate să se subducă, ele se înfruntă generînd diverse forme tectonice pînă la stingerea mișcării de apropiere. De fapt coliziunea de tip himalaian este cazul limită al unei subducții de tip andin în care placa care se subduce poartă un continent care a ajuns la capătul călătoriei posibile.

În tabelul XIX placa superioară este numai în patru cazuri de tip continental. Trei cazuri se află pe latura de est a Pacificului și la ele subducția este de placă oceanică sub continent. Al patrulea caz, al Indoneziei, este mai special căci aparent avem un arc insular. În realitate Marea Jawa care mărginește la interior lanțul de insule indoneziene se află pe un fundament de crustă sialică, subducția fiind deci din punct de vedere structural de tip continental, și doar aparent de tip arc insular. Toate celelalte zone de subducție sînt de tip arc insular. În tabel sînt menționate și două zone de subducție care sînt de tip himalaian (Himalaya și Iran) care, evident nu mai prezintă fose și care sînt evidențiate numai prin caractere geofizice. Lor le-am putea adăuga, cu un grad mai avansat de stingere a procesului, zona Vrancea din Carpații Orientali.

În tabelul XIX sînt rezumate (după Toksöz, 1975), principalele caractere ale zonelor actuale de subducție. În afara adîncimii maxime a foselor sînt înscrise: lungimea zonei pe care are loc subducția, adîncimea maximă la care s-au mani-

festat seisme, viteza maximă de subducție (calculată după liniatiile magnetice și însumarea deplasărilor seismice) și tipul de coliziune de plăci. În ultima rubrică sînt trecute cele cinci tipuri de plăci subduse în funcție de morfologia lor în adîncime.

2. Morfologia zonelor de subducție.

Zonele de subducție prezintă morfologii diferite, în funcție de gradul lor de evoluție și de natura plăcii sub care are loc subducția. Morfologia cea mai complicată o prezintă subducțiile sub plăci ce poartă arcuri insulare și în spatele cărora se dezvoltă bazine marginale. În secțiune transversală o astfel de zonă prezintă, de la exterior spre interior, următoarele elemente (în fig. 5.2 de la dreapta la stînga): (1) o bombare situată în fața fosei și care poartă numele de *prag extern* (outer swell sau outer ridge); (2) *fosa* (trench), care prezintă o marcată asimetrie, cu flancul extern mai domol și cel intern mai abrupt; (3) o masă complexă de sedimente, roci eruptive și metamorfice, generată de procesul de subducție și care formează complexul de subducție (subduction complex), numit și *prismă acreționară*; în spatele lui se află adesea (4) un *bazin prearc* sau antearc (forarc basin); urmează (5) o zonă cutată, de obicei mai veche decît întregul sistem, *arcul frontal* (frontal arc), la piciorul căruia a început subducția inițială, fapt pentru care el este separat de bazinul prearc printr-o discontinuitate (upper slope discontinuity). La multe zone de subducție arcul frontal lipsește, astfel că urmează imediat unitatea următoare, (6) *arcul magmatic*, sau vulcanic (magmatic, sau vulcanic, arc sau chain). Arcul frontal și arcul vulcanic formează din punct de vedere morfologic arcul insular, fiind elementele emerse. Dincolo de ele se deschide (7) *bazinul marginal activ* sau bazinul cu expansiune secundară; urmează (8) *arcul remanent* (remnant arc), un vechi arc vulcanic devenit inactiv, apoi (9) *bazinul marginal inactiv* (inactive marginal basin) și el un vechi bazin de expansiune secundară care și-a încetat activitatea de expansiune; (10) *marginea continentală* (continental margin sau continental slope) și (11) *bazinul retroarc* sau postarc (back-arc sau retroarc basin) care se dezvoltă pe continent. În fig. 5.2 ultimele două elemente nu sînt prezente. Ele se află la stînga, dincolo de marginea figurii.

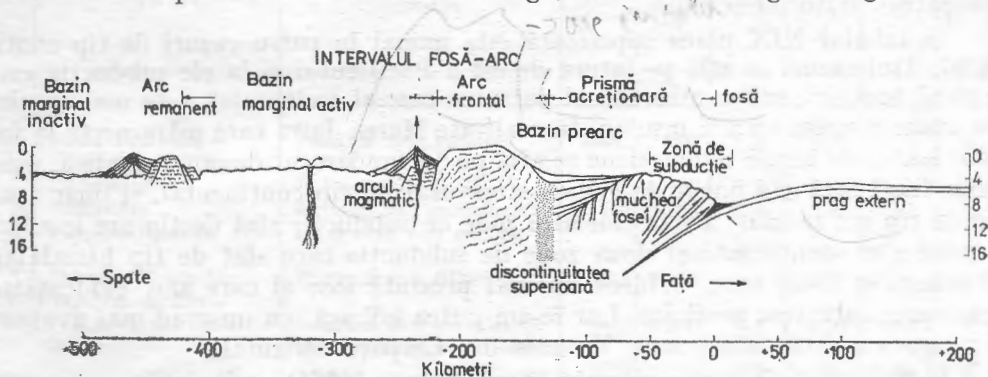


Fig. 5.2 — Secțiune transversală printr-un sistem de arc insular complet, cu indicarea unităților tectonice și a terminologiei utilizate în carte (După Karig și Sharman, 1975, cu terminologia modificată).

Zonele de subducție sînt constituite în mod variabil din elementele menționate, modelul de mai sus fiind maximal, unele elemente putînd lipsi. În sistematizarea morfologică a zonelor de subducție primul fapt de care se ținea seama este natura plăcii sub care are loc subducția, dacă ea este continentală sau oceanică. Trebuie subliniat că prin „continental” se înțelege natura sialică a crustei și nu faptul dacă placa superioară este emersă formînd un uscat, sau este submersă.

Subducția subcontinentală cuprinde următoarele tipuri (fig. 5.3): (1) placa superioară este un uscat, arcul vulcanic aflîndu-se pe continent; în acest caz în spatele lui se poate dezvolta un bazin retroarc care este o depresiune continentală submontană, cum este de pildă bazinul andin (sau Amazoanelor) în spatele lanțului Anzilor; (2) placa superioară este parțial submersă, arcul vulcanic apărînd ca un lanț de insule. Este cazul catenei vulcanice Sumatera—Jawa, în spatele căreia se dezvoltă un bazin retroarc pe un fundament sialic și care este ocupat de o mare puțin adîncă, Marea Andaman. Caracteristic pentru subducțiile subcontinentale este grosimea considerabilă a crustei. Așa de pildă, sub Anzi, ea este de 50—75 km, fiind deci mai mare decît crusta continentală normală, fapt ce se explică prin adăugarea de material vulcanic și plutonic ca urmare a procesului de subducție. La subducțiile subcontinentale în spatele arcului vulcanic poate să aibă loc o scurtare a crustei prin fenomene de cutare și încălecare (fig. 5.3 *a* ce ilustrează cazul Anzilor), sau să nu aibă loc o astfel de scurtare (cazul subducției indoneziene).

A doua mare categorie o constituie subducțiile intraoceanice, cînd ambele plăci care se înfruntă au crustă oceanică. Și în acest caz avem mai multe tipuri. Primul este cel în care în subducție nu sînt interesate mase sialice mai vechi decît intrusivile dependente de procesul de subducție. În mod normal grosimea totală a crustei în acest caz este sub 15 km, ca de pildă la arcurile Tonga—Kermadec sau Mariane. Cîteodată grosimea poate să ajungă și la 25 km, cazul arcului Kurile, unde este prezentă o crustă sialică, construită însă de însuși procesul de subducție, respectiv prin acumulare de material vulcanic. Subducțiile intraoceanice pot fi din punct de vedere dinamic de două feluri: migratorii, cînd în spatele arcului vulcanic are loc un fenomen secundar de expansiune prin care ia naștere un bazin interarc iar zona de subducție este împinsă în afară (fig. 5.3 *c*), ca de exemplu la arcurile Tonga—Kermadec și Mariane, și staționare (fig. 5.3 *d*) cînd locul de subducție rămîne neschimbat mult timp (cazul arcului Aleutine). Se poate întîmpla ca expansiunea secundară să aibă loc și pe un continent și să ducă la desprinderea unei mase sialice ce este împinsă în afară, sub ea avînd loc subducția. Acest caz intermediar între subducțiile subcontinentale și intraoceanice, este ilustrat astăzi de arcul Japoniei (fig. 5.3 *e*) unde grosimea crustei este de 30—35 km, iar înglobată în arcul vulcanic este o masă sialică mai veche decît magmatitele arcului.

Procesul de formare a unor centre secundare de expansiune și de împingere a zonei de subducție în afară poate să aibă loc în etape, ceea ce duce la construirea spre exterior a unor structuri tot mai noi, în urmă (la interior) fiind părăsite arcurile vechi vulcanice, rămase inactive, precum și vechile bazine interarc, devenite și ele inactive. În acest fel iau naștere arcurile remanente și bazinele inactive.

După cum la zonele de expansiune pentru diversele considerații de ordin geometric și dinamic a fost fixat un reper zero (axa riftului), tot așa și la zonele de subducție a fost luat un reper zero în axa fosei. De aici spre interior se întinde

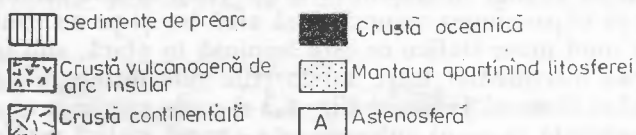
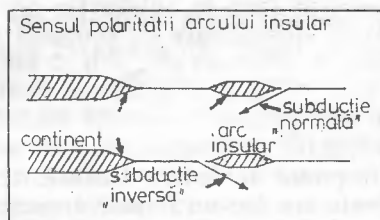
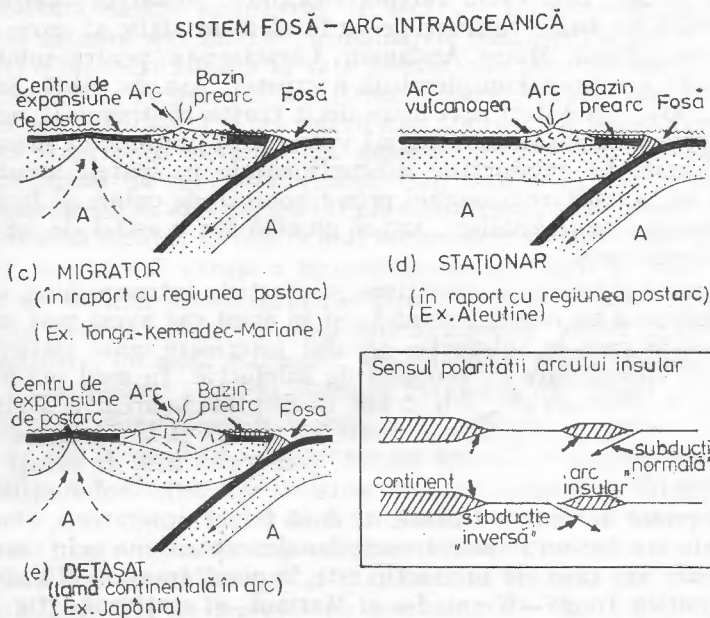
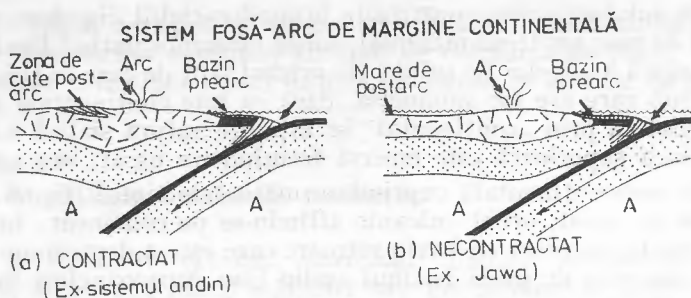


Fig. 5.3 — Tipuri de zone de subducție (După Dickinson și Seely, 1977).

zona de subducție care cuprinde proiecția în plan a întregii zone în care placa care se subduce își păstrează individualitatea, adică nu este absorbită în astenosferă. Cum această distanță este greu de reperat cu precizie, Dickinson (1973) a propus ca interval semnificativ distanța de la fosă la arcul vulcanic, denumindu-l *intervalul fosă-arc* (arc-trench gap). El variază în funcție de înclinarea planului de subducție, de la 50 la 250 km. Această noțiune este prețioasă căci ea stabilește de fapt cele două elemente esențiale ale unei zone de subducție, locul în care are loc coborîrea plăcii (fosa) și locul în care se face resimțită această coborîre, zona de topire a ei, respectiv arcul vulcanic. În general tot ce se găsește în fața arcului

vulcanic (deci intervalul fosă-arc) poartă și numele de *zonă prearc* (forarc), iar ce se găsește în spate, *retroarc* (backarc).

Vom detalia două elemente importante ale zonelor de prearc; morfologia foselor, cu privire specială asupra semnificației pragului extern și morfologia de detaliu a intervalului fosă-arc.

Având în vedere că și forma în plan a zonelor de subducție este constantă, ele prezentându-se ca arcuri relativ regulate, ne vom opri și asupra ei pentru a vedea dacă nu ne relevă anumite aspecte dinamice ale mecanismului de subducție.

Morfologia foselor oceanice. Forma foselor poate fi abordată din punct de vedere pur morfografic și din punct de vedere genetic. În ce privește topografia, amintim că fosele reprezintă cele mai importante forme negative și cele mai mari denivelări ale globului, și aceasta cu o remarcabilă constanță, marea lor adâncime nefiind un fapt întâmplător, ci o trăsătură definitorie. Fosa Tonga prezintă de pildă adâncimi de peste 9000 km pe o lungime de 700 km.

Toate fosele au o formă generală de V asimetric, cu flancul extern domol și cel intern mai abrupt. Flancul extern este constituit dintr-un fundament de roci eruptive bazice (ștratul 2 al crustei oceanice), acoperit de un strat subțire de sedimente pelagice. El prezintă adesea o succesiune de falii normale cu cădere în trepte spre fundul fosei și care indică eforturi de extensie. La exterior, înainte ca fundul oceanic să înceapă să se încline spre axa fosei, se află o bombare de ordinul sutelor de metri, pragul extern, care uneori poate fi foarte proeminent, cum este cazul cu „catena mediteraneană” considerată inițial ca o catenă de expansiune, dar demonstrată a fi un prag extern al fosei helenice, fiind situată pe marginea externă a acesteia (Comninakis și Papazachos, 1972).

Fundul foselor se prezintă sub forma de câmpii plane, largi de 1—3 km, umplute cu sedimente terigene, de origine turbiditică. În secțiune transversală umplutura are forma de triunghi asimetric, iar în volum cea de prismă triunghiulară, fapt pentru care se și vorbește de o „prismă turbiditică”. Sedimentarea în fose este longitudinală, prin puncte ce dau acces, peste flancul intern, sedimentelor de pe continent sau de pe arcul insular ca să ajungă în fose. Alimentarea fiind restrânsă la anumite porțiuni ale fundului foselor, acestea sînt compartimentate longitudinal în câmpii plane, așezate la nivele diferite. Grosimea sedimentelor variază de la 300 m (fosa Yap, forajul DSDP 59) la 1500 m (fosa Aleutine). Asupra naturii și dinamicii lor vom reveni în subcapitolul rezervat sedimentării în fose.

Dacă flancul extern al fosei are în general înclinări de 2—4°, fără să depășească 5°, flancul intern are totdeauna peste 5°, putînd arareori să depășească 20°. Desigur, noțiunea de „abrupt” la pante de 20° poate părea inadecvată, dar în mediu acvatic aceasta înseamnă mult, pe astfel de pante putînd avea loc alunecări submarine, pot lua naștere curenți de turbiditate iar roca de bază poate rămîne nudă, dezgolită de sedimente acoperitoare. Este ceea ce se și întâmplă adesea, sondajele acustice evidențiind lipsa sedimentelor pe acest flanc. Alteori, există puni locale de sedimente, prinse de flanc de către baraje dispuse neregulat, la diferite înălțimi.

În ciuda variațiilor de detaliu, fosele prezintă o remarcabilă uniformitate topografică. Ea este ilustrată de fig. 5.4 în care sînt suprapuse 35 profile topografice din fosele Aleutine, Kurile, Japoneză, Bonin, Filipine, Mariane, Yap, Tonga—Kermadec și Peru—Chile, centrate pe axa de maximă adâncime. Remarcabilă este asemănarea celor doi versanți, o dispersie ceva mai mare prezentînd-o doar

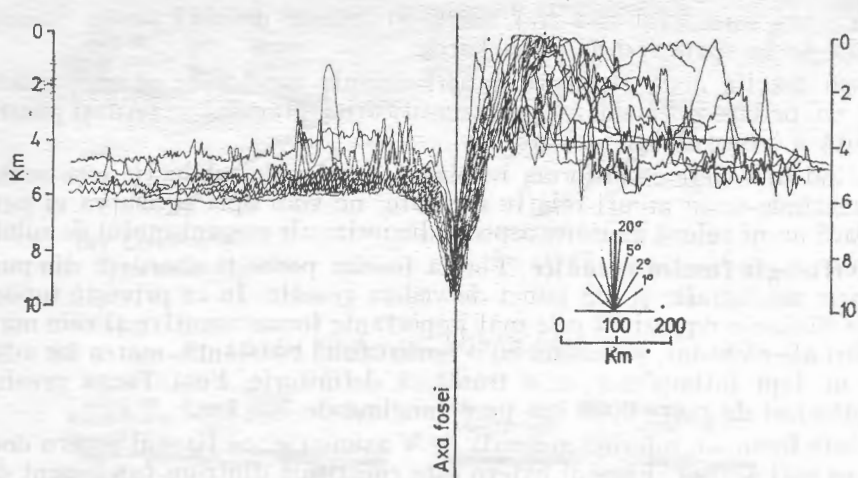


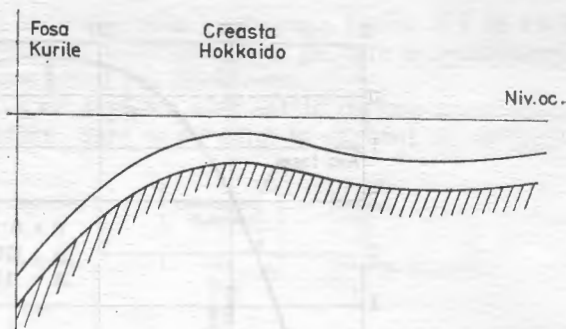
Fig. 5.4 — Suprapunerea a 35 profile topografice de fose din Pacific, centrate pe axa fosei. Fosele luate în considerare sînt: Aleutine, Kurile, Japonia, Bonin, Filipine, Mariane, Yap, Tonga—Kermadec și Peru—Chile (După Hayes și Ewing, 1970).

marginea internă. O astfel de uniformitate a condus încă de mult pe cercetători să caute o explicație genetică pentru fose. Astfel, Vening Meinesz (1955) a considerat că fundul oceanului suferă o deformare plastică, de îndoire în jos, în fosă, în timp ce partea „externă”, dinspre ocean, este supusă unei deformări elastice. Această îndoire în jos este pusă pe seama unei compresiuni, de unde ideea că fosele sînt sediul viitoarelor lanțuri cutate orogene. Această teorie a fost argumentată de Vening Meinesz prin puternica anomalie negativă pe care o prezintă fosele și care ar indica „împingerea” în jos, din cauza îndoirii fundului oceanic, a substratului mai dens al mantalei. Astăzi această teorie nu mai poate fi susținută deoarece știm că ceea ce este mobil și ar putea eventual să fie împins în jos și îndoit este placa litosferică, dar cu cei minimum 80 km grosime, este greu de conceput că s-ar putea îndoi în formă de U cu o șarnieră extrem de îngustă (Ramberg și Stephansson, 1964).

Plecîndu-se tot de la anomalia gravimetrică, dar mai ales de la asimetria flancurilor, fosele au fost puse pe seama unor falii normale; în sensul că flancul căzut este cel dinspre ocean. Ar fi vorba deci de o extensie, cu o subțiere a fundului oceanic care ar explica deficitul de masă și ca atare anomalia gravimetrică negativă. Această interpretare, datînd din anii '50 (Worzel și Ewing, 1954; Ewing și Heezen, 1955; Worzel și Schurbet, 1955) este anterioară descoperirii fenomenului de expansiune a fundului oceanic care, evident, nu mai permite a se susține o extensie.

Primul care a emis ideea că fosele sînt rezultatul unei încălecări este Gunn (1947), care a presupus că este vorba de o fracturare a fundului oceanic datorită unei presiuni orizontale cu deformarea elastică a părții externe, care alunecă sub cea internă. Ipoteza este cu totul meritorie pentru momentul acela, cînd nu se știa nimic despre starea de presiune sub care se află fundul oceanic și cu atît mai puțin de existența plăcilor litosferice. Teoria a fost reluată în lumina tectonicii de plăci de către Lliboutry (1969), Walcott (1970), Hanks (1971), Jischke (1975), care au încercat să găsească condițiile mecanice de îndoire a plăcii care se subduce și cîmpul de forțe sub care are loc procesul.

Fsg. 5.5—Curbarea în sus a litosferei înainte de a intra în fosa Kurile. Proeminența se află sub nivelul apei și poartă numele de Creasta Hokkaido (După Ox-bourgh și Turcotte, 1976).



Problema care se pune este de a găsi modelul matematic al fenomenului fizic care generează morfologia atât de constantă a foselor. O excelentă expunere a problemei se găsește la Le Pichon et al. (1973), care pleacă de la presupunerea că litosfera este o placă subțire elastică ce plutește pe un substrat fluid și care este încovoiată sub o încărcare supracrustală. Ținând seama de mai mulți parametri (densitate, elementele care definesc starea reologică a materiei, respectiv coeficientul lui Poisson și modulul lui Young) și mai ales de rigiditatea la flexiune (care este rezistența la încovoiere, exprimată în D/cm^2) a fost stabilită ecuația mișcării care deplasează un punct din suprafața neutrală a plăcii (situat la jumătatea grosimii ei) sub impulsul unei sarcini verticale și a unui stress orizontal. Prin rezolvarea ecuației se obține o undă armonică care reprezintă modelul plăcii recurbate. Rezolvarea numerică a ecuației cu valorile folosite de Vening Meinesz pentru teoria curbării în jos, dă un stress de 46 kbari și 224 km pentru jumătatea de undă corespunzătoare, ceea ce exprimă foarte bine inconsistența teoriei căci la o astfel de presiune orizontală placa nu ar putea rezista și s-ar fărâmița înainte de a se curba.

Dând însă o interpretare corectă fenomenului și acordând valori verosimile, autorii menționați au obținut o curbă care prezintă o particularitate interesantă și anume, o ridicare paralelă cu fosa situată în fața ei. Astfel de ridicări sînt o realitate și ele nu se pot explica decît admițînd că litosfera se comportă ca o grindă elastică, curbată înainte de a coborî în astenosferă (fig. 5.5). Această imagine reală este bine reprodusă de profilul topografic teoretic al unei plăci încărcate vertical, fără moment de încovoiere. La $x = 0$ (fig. 5.6) se observă cele două puncte de intersecție cu linia zero față de care placa se curbează în sus pentru a da ridicarea din fața fosei. Lărgimea acestei bombări este de circa 300 km cu maxima situată asimetric spre axa fosei (raportul lățime exterioară a bombării/lățime interioară fiind de circa 3). Parametrul flexural α este în acest caz circa 100 km. În figură este înscrisă și curba deformării relative corespunzătoare care arată un ușor stress de compresiune dincolo de 300 km, în timp ce stressul de tensiune crește continuu pînă la axa fosei, pentru a scădea apoi din nou brusc.

Un rezultat important al acestor considerații este posibilitatea de determinare a grosimii plăcii elastice. Pentru fosa Kurile, Hanks a obținut 30–40 km, ca de altfel și Walcott pentru Hawaii iar Gunn, 50 ± 10 km. Aceste valori se referă însă numai la partea superioară a litosferei care se comportă elastic, spre deosebire de partea inferioară, care se comportă plastic. Parametrul flexural variază de la autor la autor (Vening Meinesz 113 km, Gunn 120 ± 20 km, Walcott

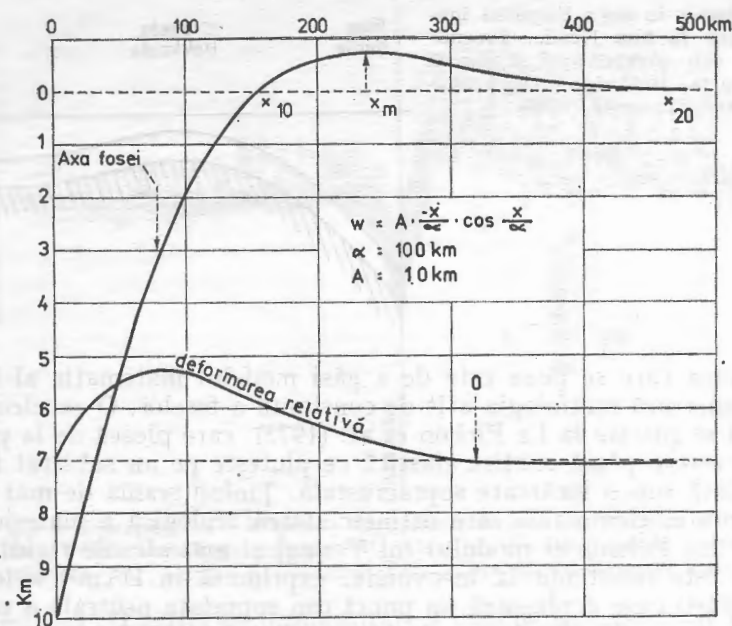


Fig. 5.6 — Profil topografic teoretic printr-o placă subțire încărcată vertical la $x = 0$ pentru explicarea ridicării externe din fața fosei (După Le Pichon et al., 1973).

140 km, Le Pichon et al. 100 km), din cauza valorilor nesigure ce se atribuie diferiților parametri.

Incertitudinea ce există în cunoașterea stării fizice a litosferei este învederată și de faptul că există controverse în ce privește însuși comportamentul ei mecanic. Astfel, în timp ce majoritatea autorilor cred că ea se comportă ca un corp perfect elastic (o substanță viscoasă newtoniană), Walcott (1970) consideră că ea este mai curînd un corp visco-elastic (substanță viscoasă Maxwell care a suferit o deformare elastică inițială). Rigiditatea la flexiune va depinde ca atare de durata cît a fost aplicată încărcarea, parametrul flexural scăzînd treptat cu timpul de relaxare (constanta de descreștere a lui Maxwell). Se pare că această ipoteză nu este verificată de realitate deoarece în unele zone de subducție nu se constată o descreștere a ridicării din fața fosei odată cu creșterea vîrstei plăcii. Chestiunea nu este de aceea încă cîmpet clarificată.

În concluzie, expresia topografică a foselor este o consecință a deformării elastice a părții superioare a litosferei (litosfera elastică de o grosime de circa 50 km) sub imperiul unei presiuni laterale creată de mișcarea plăcii dinspre zona de acrețiune. Datorită uniformității constituționale, care se reflectă în parametrii mecanici (densitate, viscozitate etc.), parametrul flexural variază de la o fosă la alta în limite destul de strînse avînd 100—140 km lungime de undă, ceea ce explică marea asemănare dintre fose.

Morfologia intervalului fosă-arc. Intervalul fosă-arc a făcut obiectul a numeroase lucrări, între care se evidențiază cele ale lui Dickinson, care a urmărit cu consecvență problema (1973, 1974 a și b, 1976, 1977 a și b), apoi ale lui Hamilton (1970, 1974) și ale lui Karig (1970, 1972, 1975, 1976). Deoarece nomenclatura uti-

lizată de autori diferă foarte mult, începem prin a prezenta figura 5.7 în care este făcută de Dickinson corelarea întregii terminologii și pe care o reproducem în original, cu traducerea doar a concluziei lui Dickinson.

Plecînd de la exterior spre interior regăsim elementele majore menționate anterior, pragul extern și flancul intern, care se termină la capătul de sus cu o

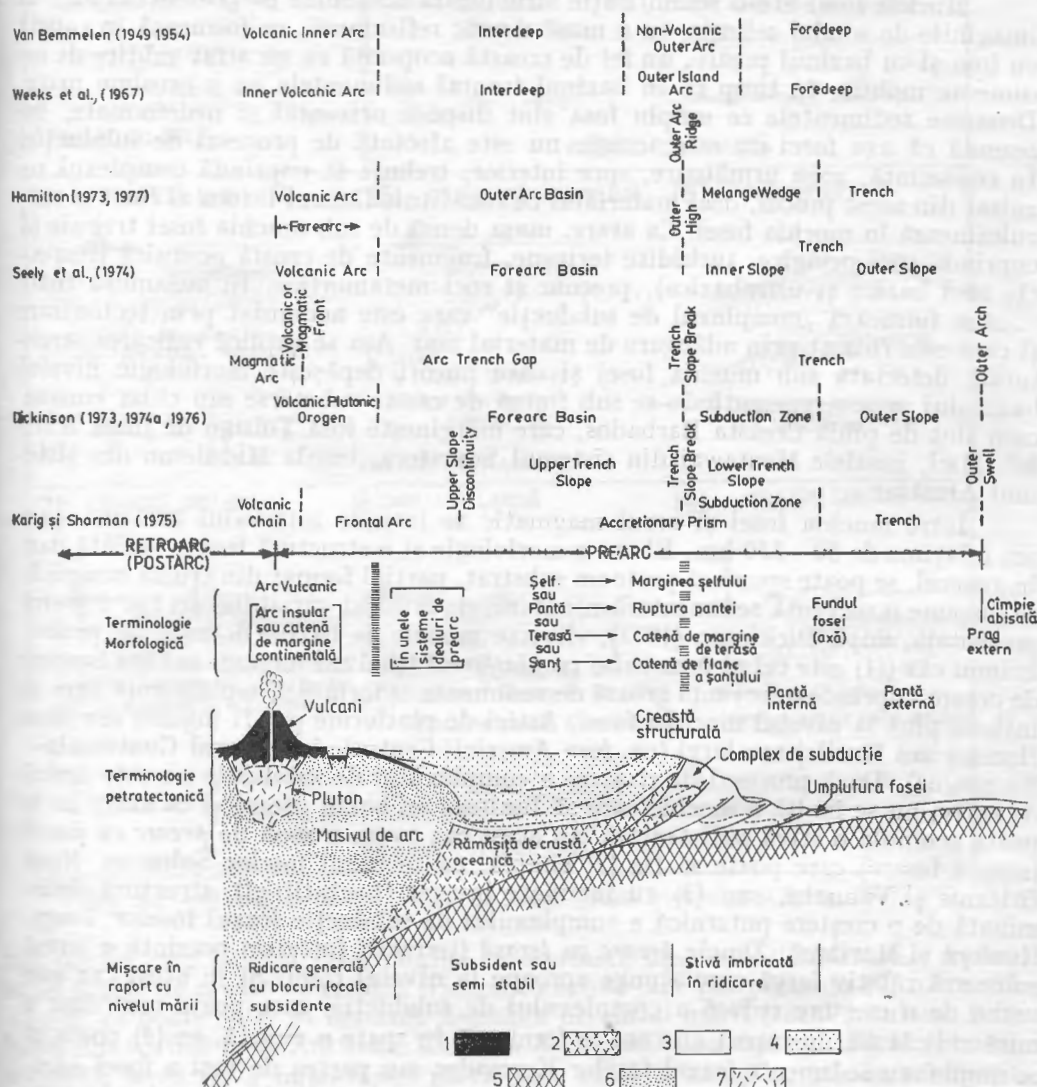


Fig. 5.7 — Model generalizat al zonei de prearc cu terminologia utilizată de diferiți autori. (1) roci vulcanice ale arcului vulcanic activ; (2) complex de roci cuprinzînd vulcanite vechi, sedimente de apă puțin adîncă pînă la continentale, roci plutonice, metamorfisim de temperatură ridicată/presiune coborîtă, crustă continentală mai veche și complex de subducție acretat anterior; (3) sedimente abisale, de fosă și pantă internă și echivalentele lor structurale, ofiolite dezmembrate, metamorfite de temperatură coborîtă/presiune ridicată, melange etc., formînd complexul de subducție; (4) sedimentele bazinului de prearc în facies mergînd de la abisal la continental (După Dickinson și Seely, 1977).

muchie marcată denumită *ruptura de pantă a fosei* (trench slope break), sau muchia fosei. Aici panta flancului intern se domolește și spre interior urmează o zonă cu un relief șters, adesea plan, pînă la baza arcului vulcanic, zonă ce formează bazinul prearc. Zona dintre arcul magmatic și muchia fosei reprezintă intervalul fosă-arc în sens strict.

Muchia fosei are o semnificație structurală deosebită ea prezentîndu-se, în imaginile de sondaj seismic, ca o masă densă, reflectantă, ce formează în raport cu fosa și cu bazinul prearc, un fel de creastă acoperită cu un strat subțire de sedimente mobile, în timp ce în bazinul frontal sedimentele au o grosime mare. Deoarece sedimentele ce umplu fosa sînt dispuse orizontal și nedeformate, înseamnă că axa fosei nu este activă, nu este afectată de procesul de subducție. În consecință, zona următoare, spre interior, trebuie să cuprindă complexul rezultat din acest proces, deci materialul ce constituie flancul intern al fosei și care culminează în muchia fosei. Ca atare, masa densă de sub muchia fosei trebuie să cuprindă roci pelagice, turbidite terigene, fragmente de crustă oceanică (respectiv roci bazice și ultrabazice), precum și roci metamorfice. În ansamblu toate acestea formează „complexul de subducție” care este acumulat prin tectonizare și care este ridicat prin adăugare de material nou. Așa se explică ridicarea structurală detectată sub muchia fosei și care uneori depășește morfologic nivelul bazinului prearc, prezentîndu-se sub formă de creste submerse sau chiar emerse, cum sînt de pildă Creasta Barbados, care mărginește fosa Tobago de lîngă Antilele Mici, insulele Mentawai din sistemul Sumatera, insula Middleton din sistemul Aleutine.

Între muchia fosei și arcul magmatic se întinde intervalul fosă-arc, care are o lățime de 50—250 km. El are o morfologie și o structură foarte variată dar, în general, se poate spune că peste un substrat, parțial format din crustă oceanică, se dispune o secvență sedimentară necutată, de grosimi variabile. În fig. 5.8 sînt prezentate, după Dickinson (1977), diverse modele de bazine actuale de prearc. Primul caz ((1) este cel al *prearcului cu platformă* (shelved forearc) în care bazinul de prearc cuprinde o secvență groasă de sedimente ce formează o platformă care se întinde pînă la nivelul muchiei fosei. Astfel de platforme pot fi înguste (ex. fosa Honshu sau Kurile) sau largi (ex. fosa Americii Centrale în sectorul Guatemala—Nicaragua). Dacă procesul de creștere a complexului de subducție nu este destul de activ, nu se înalță o muchie care să limiteze un bazin prearc și ca atare nu se poate acumula o stivă sedimentară. În acest caz avem o zonă de *prearc cu pantă* (sloped forearc) care poate să fie (2) simplă, ca în cazul foselor Solomon, Noua Britanie și Vanuatu, sau (3) cu înclinare inversă (back-tilted), structură determinată de o creștere puternică a complexului de subducție (cazul foselor Tonga, Ryukyu și Mariane). Zonele *prearc cu terasă* (terraced forearcs) prezintă o terasă submersă relativ largă care ajunge aproape la nivelul fosei. Și în acest caz este vorba de o creștere redusă a complexului de subducție, care poate crea doar o mică ridicătură, în raport cu care se formează în spate o cuvetă, ce (4) poate să se umple cu sedimente (cazul foselor Kermadec sau partea de vest a fosei Aleutine) sau (5) să rămînă neumplute cu sedimente (cazul părții de vest a fosei Luzon sau parțial Manila). Un caz special (6) îl reprezintă terasele constituite doar din pachete imbricate de material de subducție (exemplu zona din fața coastei Americii de Nord în dreptul (Insulei Vancouver). Cînd subducția este activă și complexul de subducție crește puternic, ea formează o creastă în spatele căreia se poate întinde un bazin prearc cu sedimentare marină ce nu reușește să-l umple,

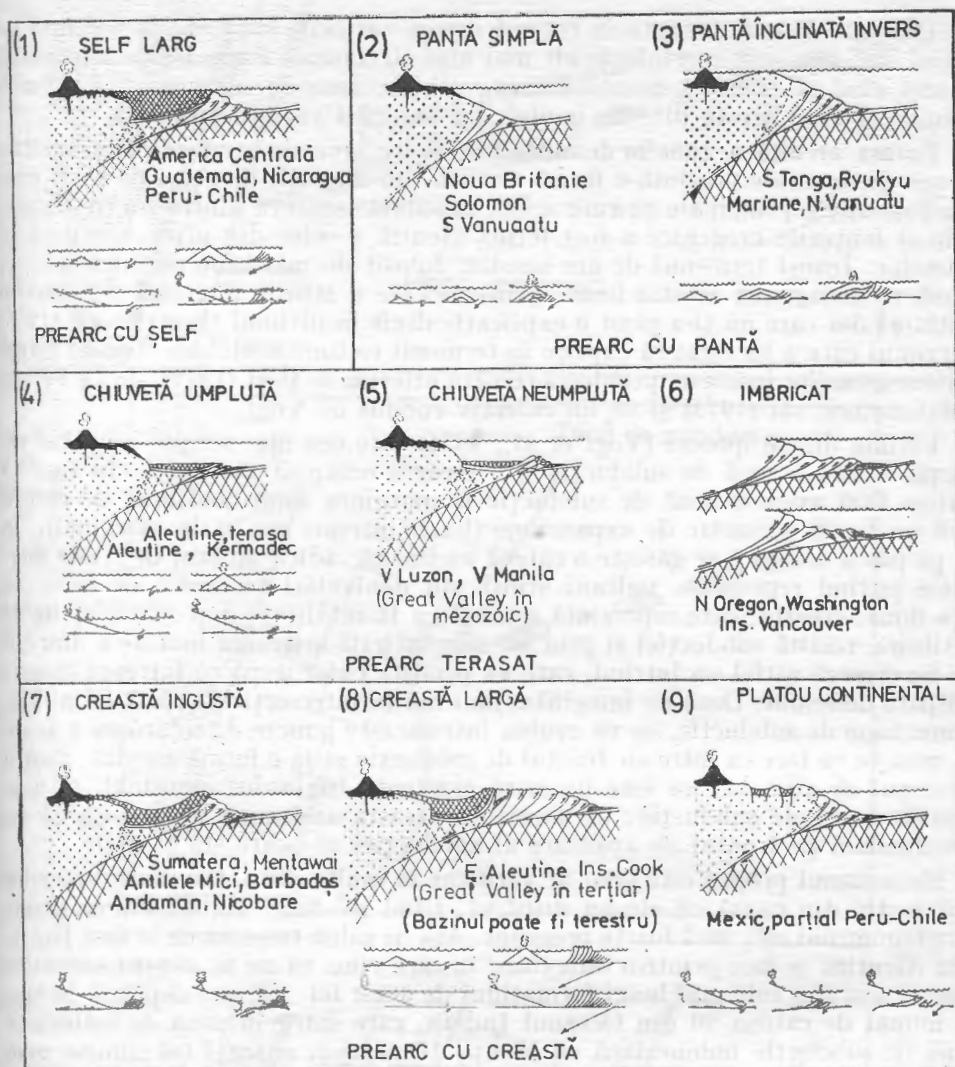


Fig. 5.8 — Modele de bazine actuale de prearc (După Dickinson și Seely, 1977).

apt pentru care muchia fosei rămîne ca o creastă bine individualizată. Avem, astfel zonele de prearc cu creastă (ridged forearcs) care pot prezenta (7) o creastă îngustă, ce poate chiar să emeargă deasupra nivelului mării (cazul insulelor Barbados din spatele fosei Antilelor Mici sau Andaman-Nicobare) sau (8) să formeze o creastă largă cu o importantă participare chiar a complexului de subducție (cazul părții de est a fosei Aleutine). Bazinul prearc poate în cazul din urmă să fie și subaerian, umplut adică cu material terigen continental. O astfel de situație ne conduce la (9) tipul de prearc continental în care întregul interval fosă-arc este emers, prezentînd cel mult mici bazine sedimentare (exemplu îl oferă zonele din spatele foselor Mexic și Peru—Chile).

Din cele de mai sus este de reținut marea varietate sub care se prezintă intervalul fosă-arc, atât morfologic cât mai ales structural. Faptul este important mai ales când se încearcă reconstituirea vechilor zone de subducție în catenale orogenice și când aceste diferite modele își pot găsi variate aplicații.

Forma arcuită a zonelor de subducție. Toate arcurile insulare dar și subducțiile subcontinentale prezintă o formă arcuită. Ea este atât de generală încât unul din argumentele principale cu care a fost abordată legătura dintre zonele de subducție și lanțurile orogenice a fost forma arcuită a celor din urmă, similară cu a primelor. Însuși termenul de arc insular, folosit de mai bine de un secol; are la bază recunoașterea acestei forme generale care a stîrnit interesul a numeroși cercetători dar care nu și-a găsit o explicație decît în ultimul timp. Frank (1968) este primul care a încercat să explice în termenii tectonicii globale ciudata formă arcuită a arcurilor insulare, problema reluată ulterior de Bott (1971), de Le Pichon și colaboratorii săi (1973) și de un colectiv condus de Vogt.

Ultima dintre ipoteze (Vogt et al., 1976) este cea mai simplă invocînd intersecția dintre o zonă de subducție și o creastă oceanică aseismică. În fig. 5.9 în prima fază avem o zonă de subducție la marginea unui continent de care îl separă un bazin secundar de expansiune (bazin interarc sau bazin marginal). În față, pe placa oceanică se găsește o catenă aseismică, adică un lanț de creste morfologice putînd reprezenta vulcani stinși sau denivelări tectonice de falie. În faza a doua, creasta, care reprezintă o masă cu flotabilitate mai mare, ajungînd la întîlnire, rezistă subducției și prin aceasta întîrzie migrarea înainte a întregii zone. Se creează astfel un întrînd, care va persista chiar după ce întreaga creastă va dispărea dedesubt. Dacă ne imaginăm mai multe intersecții de acest fel în lungul unei zone de subducție, ea va evolua între aceste puncte de retardare a avansării, ceea ce va face ca între ele frontul de subducție să ia o formă arcuită. Pentru ca procesul să aibă loc nu este necesară existența bazinului marginal, ci doar avansarea zonei de subducție; de asemenea creasta aseismică nu trebuie să fie perpendiculară pe frontul de avansare al subducției ci poate sta și oblic.

Mecanismul propus este greu de verificat la multe din inflexiunile arcurilor de subducție din cauză că ele au dispărut, fiind subduse. Există cîteva cazuri în care fenomenul este încă foarte pregnant. Așa de pildă trecerea de la fosa Kurile la fosa Aleutine se face printr-o inflexiune în care vine, ca un ic, catena aseismică Emperor, una din cele mai lungi formațiuni de acest fel. Ea este depășită în lungime numai de catena 90 din Oceanul Indian, care intră în zona de inflexiune a zonei de subducție indoneziană cu Munții Himalaya, născuți tot dintr-o zonă de coliziune. Revenind în Pacific, menționăm creasta Palau ce determină inflexiunea dintre fosele Filipine și Ryukyu, apoi creasta submersă Marcu dintre fosele Mariane și Bonin și creasta Louisville care separă fosele Tonga de Kermadec. Exemplele ar putea fi multiplicat pînă a ajunge la epuizarea tuturor foselor, ceea ce arată ubicuitatea fenomenului, argument serios în favoarea ipotezei.

Pe un cu totul alt plan se situează explicațiile date de Frank și care au fost amplificate de Bott și Le Pichon cu colaboratorii săi.

În general sîntem obișnuiți să analizăm procesele de subducție bidimensional, în secțiune verticală iar dacă ne imaginăm și a treia dimensiune, considerăm placa care se subduce ca un plan drept. În realitate plăcile sînt suprafețe curbe, reprezentînd un fragment din suprafața Pămîntului, avînd curbura acestuia. Deci ceea ce se subduce nu este o „scîndură“, ci este o „coajă de ou“ cu bombarea în sus. O primă consecință a acestui fapt este forma pe care o va avea intersecția

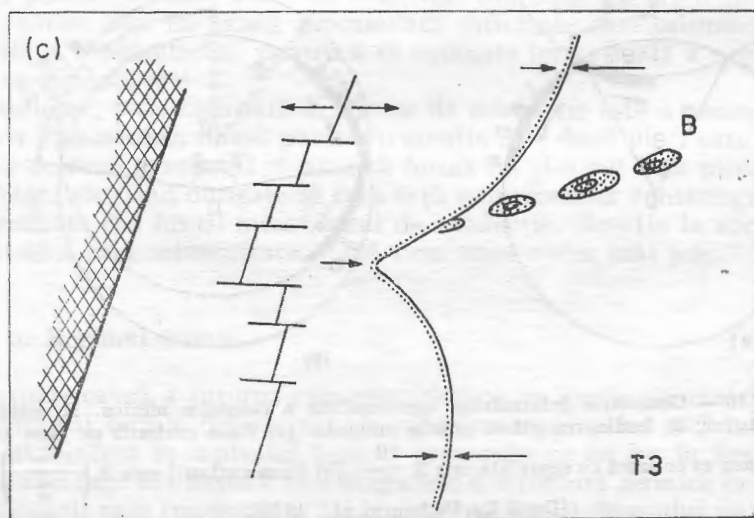
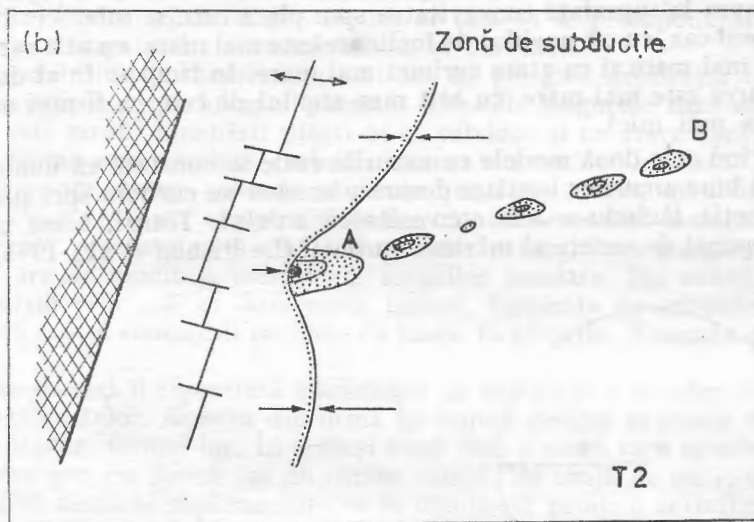
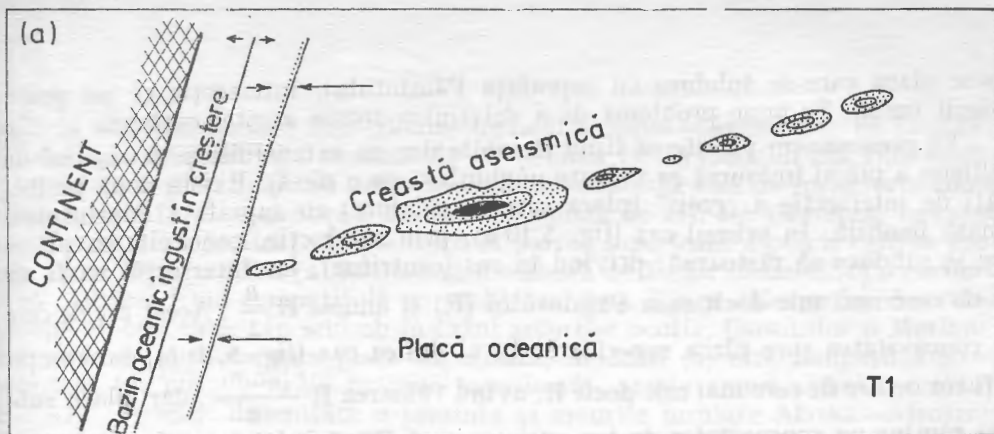


Fig. 5.9 — Curbarea unei zone de subducție ca urmare a trecerii peste o catenă aseismică. Subducerea arcului se datorează avansării zonei de subducție ca urmare a formării unui bazin marginal. De-
notat că vectorul de mișcare al plăcii care se subduce nu trebuie să fie paralel cu vectorul plăcii su-
perioare (După Vogt et al., 1976).

dintre placa care se subduce cu suprafața Pământului, intersecție ce nu poate fi decât curbă. Se pune problema de a determina forma acestei curburii.

Să presupunem plăcile ca fiind flexibile dar nu extensibile și θ unghiul de înclinare a plăcii (măsurat ca valoare unghiulară pe o sferă). Există două posibilități de intersecție a „cojii” (placa care se subduce) cu suprafața Pământului, rămasă imobilă. În primul caz (fig. 5.10 a), prin subducție, concavitatea plăcii care se subduce să răstoarnă, privind în sus (centrifug), iar intersecția va fi un arc de cerc mai mic decât raza Pământului (R) și anume $R \frac{\theta}{2}$. Acest arc de cerc are concavitatea spre placa superioară. În al doilea caz (fig. 5.10 b), intersecția va fi tot un arc de cerc mai mic decât R , avînd valoarea $R \frac{(\pi - \theta)}{2}$, dar placa subdusă rămîne cu concavitatea în jos, spre centrul Pământului (centripet), iar intersecția va avea la suprafață concavitatea spre placa care se subduce. De remarcat că în primul caz, cu cît unghiul de înclinare este mai mare, cu atît raza arcului de cerc va fi mai mare și ca atare curbura mai mare, în timp ce în al doilea caz, cu cît înclinarea este mai mare, cu atît raza arcului de cerc va fi mai mică și ca atare curbura mai mică.

Comparînd cele două modele cu cazurile reale se constată că modelul prim se aplică mai bine arcurilor insulare deoarece acestea au curbura spre placa superioară, subducția făcîndu-se sub convexitatea arcului. Totuși, acest model nu satisface din punct de vedere al mărimii curburii (Le Pichon et al., 1973). Așa de

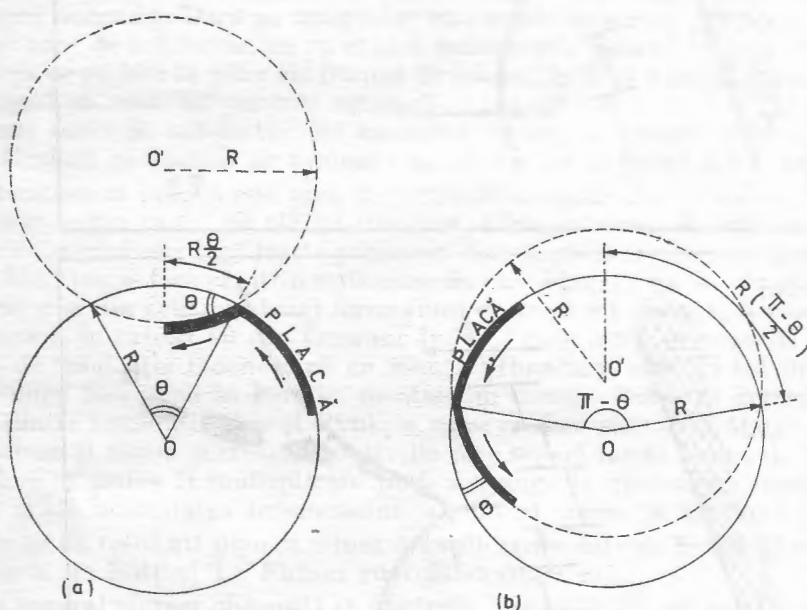


Fig. 5.10 — Geometria deformărilor inextensibile a calotelor sferice. R , raza pământului; θ , înclinarea plăcii care se subduce. (a) Raza curburii pe care o face placa ce coboară cu suprafața este $R \frac{\theta}{2}$; (b) Raza curburii este $R \frac{(\pi - \theta)}{2}$

(După Le Pichon et al., 1973).

Exemplu, în sistemul de fose Izu—Bonin, înclinarea zonei seismice este de $25-35^\circ$, ceea ce dă în modelul (a) o curbă de 15° și circa 75° în modelul (b). Intersecția de suprafață a plăcii care se subduce este materializată aici de traiectoria zonei seismice, care în orice caz are o curbă mai mare de 15° . De asemenea, în cazul fosei Tonga, cu o înclinare foarte mică la partea superioară a plăcii care se subduce (circa 10°), modelul (a) furnizează o curbă de 5° , iar modelul (b) o curbă de 85° , ultima fiind compatibilă cu realitatea, fosa Tonga—Kermadec descriind aproape un cerc mare. În schimb în cazul arcurilor Scoția, Caraibilor și Marianele, care toate au curbura spre placa superioară, modelul (a) este compatibil și cu înclinarea (de circa $10-20^\circ$ în zona superioară), aceste arcuri având o curbă de $5-10^\circ$. Aceeași dificultate o prezintă și arcurile insulare Alaska—Aleutine, Kurile și Japoniei, cu înclinări ale zonei seismice de $20-30^\circ$ în partea superioară, dar cu curburi mai mari decât $10-15^\circ$ cât ar lăsa să se presupună modelul (a), care însă este compatibil cu sensul intern al curburii.

Incompatibilitățile menționate mai sus își pot găsi explicația într-o insuficiență cunoaștere a morfologiei planelor Benioff, singurele care ar putea să spună care este sensul bombării plăcii ce se subduce și ca atare dacă totdeauna o astfel de formă este asociată curburii interne a arcurilor insulare. Pe de altă parte, discrepanța dintre valorile obținute pentru curbura arcurilor insulare cu modelul (a) și realitate ar putea să indice că plăcile nu sînt inextensibile, premisa modelelor prezentate, ci sînt supuse unor extensii sau compresii paralele cu fosele, care ar modifica morfologia arcurilor insulare. Nu există suficiente date în această privință, ci doar unele indicii, furnizate de seismele profunde, care arată că există compresii paralele cu fosele în arcurile Vanuatu și Izu—Bonin.

Un caz special îl reprezintă morfologia de suprafață a zonelor de subducție din fața continentelor. Acestea din urmă își impun desigur prezența obligînd fosele să se adapteze formei lor. În același timp însă o placă care se subduce caută să-și conserve propria formă (să nu uităm, curbă, de coajă de ou), de unde rezultă probabil tensiuni suplimentare ce se manifestă printr-o activitate seismică deosebit de puternică. Este cazul subducțiilor din zona Americii de Nord și a fosei Peru—Chile. Dar nu există deocamdată suficiente date seismice, cu locare foarte precisă a hipocentrelor, pentru a se cunoaște forma reală a suprafeței plăcilor care se subduc.

În concluzie, forma curbată a zonelor de subducție este o consecință a formei sferice a Pămîntului, formă pe care o mențin cele două plăci care se înfruntă într-o astfel de zonă. Probabil că această formă nu și-o pot însă menține plăcile care se subduc, ele fiind obligate să facă față numeroaselor constrîngerii de ordin dinamic rezultate din însuși mecanismul de subducție. Reacția la aceasta se manifestă mai ales prin seismicitate, după cum vom vedea mai jos.

3. Regimul termic.

Principală cauză a tuturor evenimentelor ce au loc în zonele de subducție este dezechilibrul termic determinat de coborîrea unei plăci reci în astenosfera mai caldă. Am văzut în capitolul dedicat proceselor ce au loc în zonele de acrețiune că plăcile care iau naștere aici dobîndesc o structură termică ce se modifică datorită pierderii prin conducție a căldurii pe parcursul drumului pe care îl efectuează. Cu cît distanța dintre zona de acrețiune și cea de subducție este mai mică,

cu atât placa care ajunge să se subducă este mai caldă, fapt exprimat printr-o ecuație care leagă expresia topografică a plăcii de vîrstă și termalitatea ei, ecuație care are la bază așa-numita teorie a stratului limită. Dar, chiar dacă distanța parcursă de placă este foarte mică și placa care se subduce este foarte caldă, ea reprezintă totuși un corp rece în raport cu astenosfera în care coboară deoarece viteza de coborîre este mai mare decît cea a încălzirii ei de către astenosfera ambiantă. Totuși, deoarece temperatura astenosferei crește cu adîncimea iar placa plonjantă se tot încălzește, ea ajunge la un moment dat la temperatura astenosferei. În acel moment ea își pierde individualitatea și se dezintegrează prin asimilare în astenosferă. Distanța pe care are loc dezintegrarea plăcii depinde deci de temperatura ei inițială. Pe întreaga distanță pe care are loc subducția va exista o anomalie termică și totodată una gravitațională deoarece placa ce se subducă fiind mai rece, este mai densă.

Problema termalității zonelor de subducție prezintă două aspecte. Unul este cel al măsurătorilor directe ale fluxului termic din astfel de zone, al doilea, calculul teoretic al izotermelor, atât ale plăcii care se subduce înșăși, cît și a astenosferei în care ea plonjează. Ambele modalități trebuie să se completeze pentru a da o imagine veridică, capabilă să explice totalitatea proceselor care au loc aici (vulcanism, metamorfism, orogeneză) cît și manifestările geofizice caracteristice (seismicitate, anomalii gravimetrice etc.).

Fluxul termic din zonele de subducție. Fluxul termic a fost determinat pe baza unui mare număr de măsurători efectuate în zona arcurilor insulare ale Pacificului de Vest și pe coasta americană a Pacificului de Est. Fluxul termic este definit de relația

$$Q = -k (dT/dz)$$

în care k reprezintă conductivitatea termică iar dT/dz gradientul geotermic (se consideră pozitiv în jos). După cum s-a arătat în prima parte a lucrării, Q este dat în unități HFU (heat flow units), adică în 10^{-6} cal/cm² sec. La 95% nivel de confidență fluxul termic mondial este de $1,5 \pm 10\%$ HFU, cu variații regionale. El este subnormal în scuturile precambriene ($0,92 \pm 0,17$), și în bazinele oceanice ($1,28 \pm 0,53$) și supranormal în zonele orogenice mezo- și neozoice ($1,92 \pm 0,53$), și, după cum am văzut anterior, deasupra dorsalelor medio-oceanice ($1,82 \pm 1,56$).

Față de aceste valori zonele de subducție prezintă o dublă anomalie. La exterior, de partea foselor oceanice, se înregistrează valori subnormale, iar la interior, în spatele arcului insular, deasupra mărilor marginale, unde acestea există, valori supranormale. Așa de pildă, în zona arcului japonez, pe latura pacifică, deasupra fosei japoneze media este de $0,70 \pm 0,15$ HFU iar în Marea Japoniei de $2,01 \pm 0,38$ HFU. Fig. 5.11 este grăitoare în acest sens. Un alt exemplu ni-l oferă zona Tonga—Fiji (fig. 5.12) unde departajarea zonelor de flux termic diferit este mai puțin clară dar care lasă să se întrevadă totuși valorile ridicate din bazinul Fiji de nord, care joacă astfel rolul unei mări marginale.

În ce privește anomalia negativă, Hasebe (1970) a calculat teoretic că o placă groasă de 75 km, care coboară cu o viteză de 10 cm/an cu o înclinare de 45° și care își pierde identitatea la o adîncime de 700 km, trebuie să primească, la o lungime de 1000 km, cît are placa care se subduce, circa 15 HFU. Această cantitate de căldură este necesară nu numai pentru încălzirea propriu-zisă ci și pentru acoperirea necesităților unor reacții fizico-chimice (de exemplu metamorfice) care sînt endotermice. Căldura ar trebui să fie preluată teoretic de la astenosferă,

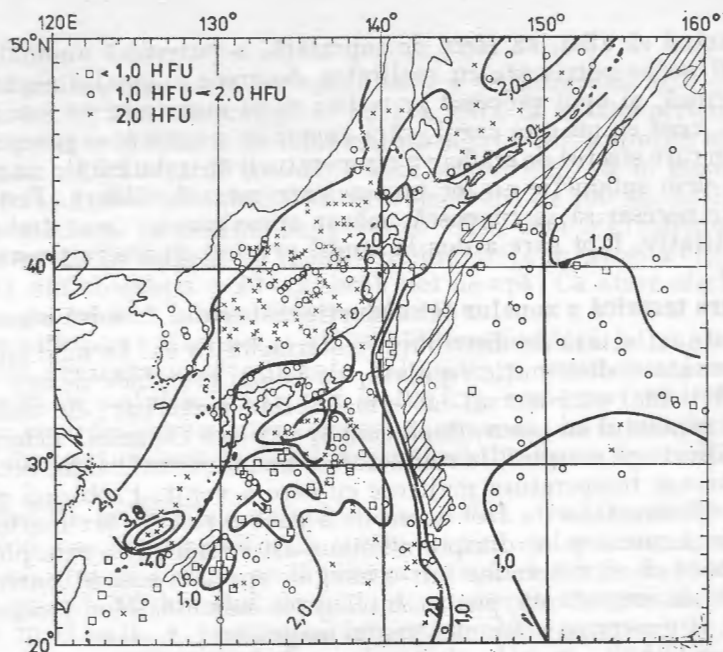


Fig. 5.11 — Distribuția fluxului termic în zona dintre fosa Japoniei și marginea continentului asiatic (După Sugimura și Uyeda, 1973).

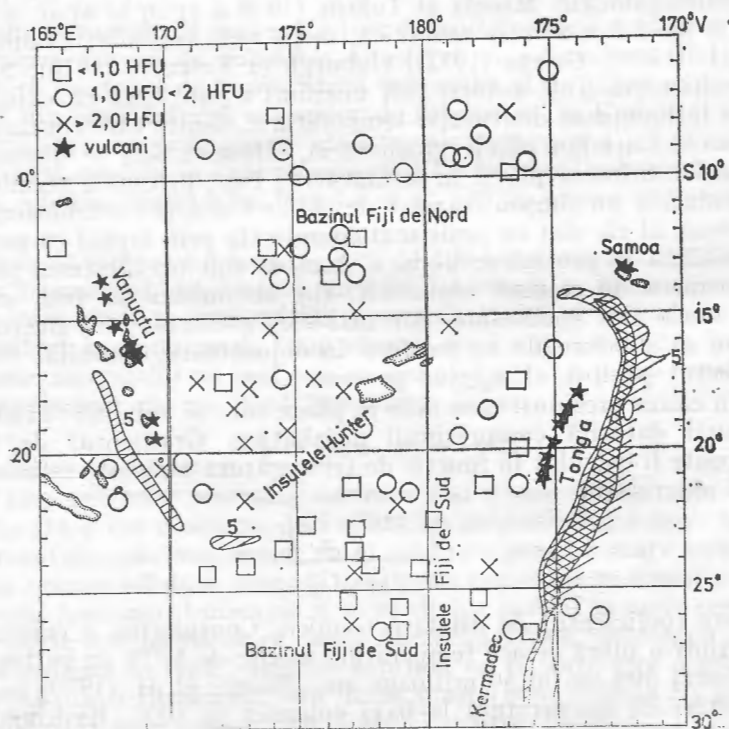


Fig. 5.12 — Distribuția fluxului termic în bazinul Fiji (După Sugimura și Uyeda, 1973).

ceea ce ar trebui să aibă, ca efect de suprafață, o puternică anomalie negativă. Dar, calculul nu se potrivește cu realitatea deoarece anomalia negativă nu este atât de puternică, și apoi procesul ar trebui să se manifeste pe întreaga lărgime a subducției, ceea ce nu este cazul, căci anomalia pozitivă se găsește exact deasupra zonei în care efectul de scădere a temperaturii ar trebui să fie maxim. Aceasta înseamnă că prin subducție au loc procese care creează căldură. Pentru identifierea lor este necesar să se cunoască, măcar aproximativ, ce ar trebui ele să reprezinte cantitativ, fapt care a dus la studii privind structura termică a zonelor de subducție.

Structura termică a zonelor de subducție. Structura termică a unei plăci care se subduce este reflectată de distribuția izotermelor în ea. În mod normal izotermele au în manta o distribuție regulată, cu valori crescînde de sus în jos. Prin coborîrea plăcii mai reci mersul izotermelor este perturbat, ele trebuind să fie deprimare la contactul cu placa, după cum și în placă ele suferă deformări, avînd valori mai ridicate pe margini, la contactul cu mantaua mai caldă, decît în centru unde își păstrează temperatura mai rece cu care a venit. Problema pe care și-au pus-o numeroși cercetători a fost aceea de a găsi expresia matematică a transferului de căldură care are loc dinspre mantaua astenosferică în care plonjează litosfera ca, pe baza ei, să determine într-o imagine spațială mersul izotermelor, imagine deosebit de importantă pentru înțelegerea numeroaselor procese ce au loc aici, cum ar fi generarea seismelor sau a magmelor.

McKenzie este primul care a abordat problema (1969) căutînd o soluție teoretică analitică, pe baza căreia a obținut o imagine a distribuției izotermelor în unități adimensionale. Minear și Toksöz (1970 a și b) și apoi în asociație cu Julian (1971) au dat o soluție numerică, după cum tot soluții numerice au dat Hasebe et al. (1970), Griggs (1972), Oxburgh și Turcotte (1970), Sydora et al. (1977) și mulți alții. Toți autorii sînt unanimi a considera că există un număr de factori ce influențează distribuția temperaturii, dintre care cei mai importanți sînt temperatura inițială a plăcii, grosimea ei, viteza cu care se subduce și unghiul sub care are loc intrarea plăcii în astenosferă. Dar, procesele termice ce au loc aici nu se reduc la un simplu transfer de căldură dinspre astenosferă spre placă care se subduce, ci ele sînt cu mult mai complicate prin faptul că prin subducție ia naștere căldură în procese secundare. Acestea sînt (a) creșterea presiunii care duce la generarea de căldură aiabatică; (b) schimbări de fază mineralogică dintre care unele sînt endoterme, dar mai ales exoterme; (c) efectul de frecare a plăcii care se subduce de astenosfera înconjurătoare, imobilă. Să examinăm pe scurt efectul posibil al acestor procese.

(a) Din cauza presiunii crescînde în placa care se subduce, există o creștere a temperaturii datorită compresiei adiabatice. Gradientul de temperatură adiabatică poate fi calculat în funcție de temperatura care este estimată în placă. El este dat de relația

$$\frac{T}{z} = \frac{g \cdot \alpha \cdot T}{C_p}$$

în care α este coeficientul de dilatare termică. Considerînd o coloană verticală de 100 km dintr-o placă ce are temperatura medie de 500°C la partea superioară, placă ce coboară 300 km în 30 milioane ani, Hasebe et al. (1970) au calculat că există o creștere de temperatură la baza coloanei de 40°C. Exprimat în unități de flux termic aceasta echivalează cu 0,5 HFU.

(b) Al doilea mecanism de modificare a temperaturii este cel determinat de schimbările de fază mineralogică. Fără a intra în detalii privind stabilitatea diverselor minerale în funcție de temperatură și presiune, amintim aici doar câteva date. Considerând că stratul oceanic 3 este serpentinic, ca în modelul lui Hess, Uyeda și Horay (1964) au calculat că într-o coloană de 100 km înălțime a litosferei care se subduce, serpentina ocupă circa $1/20$, deci echivalentul a 5 km. În procesul de subducție serpentina suferă o deshidratare ce necesită circa 400 cal/cm^3 , care rezultă din absorbția a $20\text{--}30 \text{ kcal/mol}$ de apă. Ca atare efectul final va fi o absorbție de căldură echivalentă cu $0,2 \text{ HFU}$.

Pe de altă parte Kushiro et al. (1967), consideră că în mantaua superioară este posibilă prezența unor minerale hidratate ca amfibolii și mică (flogopit) a căror limită de stabilitate s-ar găsi la 100 km, respectiv $150\text{--}200 \text{ km}$. Schimbarea fazei prin deshidratare ar duce, de asemenea, la o absorbție de căldură, cantitativ mai puțin decât în cazul serpentinei din cauza frecvenței mai scăzute a acestora.

Plecând de la profilele seismice care indică discontinuități la adâncimile de 350 și 650 km, Minear și Tocsöz (1970) cred că ele se datoresc unor schimbări structural-mineralogice, cum ar fi olivina în spinel și spinelul într-o fază post-spinel. În primii 200 km sînt de luat, de asemenea, în considerare schimbarea bazaltului în eclogit, a pirolitului într-un pirolit granatifer etc. Toate aceste schimbări sînt exotermice, adică creatoare de căldură. Astfel, pentru tranziția olivină-spinel, apreciată la 37 cal/g pentru o olivină $\text{Fo}_{80}\text{--}\text{Fa}_{20}$, rezultă o valoare echivalentă de $1,6 \text{ HFU}$.

(c) Din exemplele de mai sus reiese dificultatea de calculare a modificărilor de temperatură induse de coborîrea litosferei în astenosferă, dar în ansamblu se constată că creșterea de temperatură este slabă și nu poate explica fluxul termic ridicat din zona internă a zonelor de subducție. McKenzie și Sclater (1968) au fost primii care au presupus un efect termic de frecare a plăcii care se subduce în raport cu astenosfera în care plonjează. El a fost analizat în numeroase lucrări dintre care am ales studiul lui Hasebe et al. (1970) pentru a prezenta esențialul problemei.

Ca date de plecare s-a luat o placă de 100 km grosime care plonjează cu un unghi α în astenosferă considerată imobilă, cu viteza v . Pentru învingerea forței de frecare între placă și astenosferă, ϕ , este cheltuită pe unitate de arie a suprafeței de contact în unitatea de timp energia $w = \phi \cdot v$. La o adâncime D_E sub suprafață, unde materialul nu mai este casant ci ductil, se poate considera sistemul litosferă-astenosferă ca un fluid newtonian în care:

$$\phi = \eta v/a \quad w = \eta v^2/a$$

și unde a este grosimea stratului de frecare și η este vîscozitatea. Energia w și forța de frecare ϕ vor descrește deci odată cu creșterea lui a care, la baza plăcii, unde temperatura este mai mare, va fi relativ mare. Ca atare forța rezultată la baza plăcii care se subduce poate fi neglijată, luîndu-se în discuție numai partea ei superioară. Aici lucrul mecanic w se va disipa parțial în unde seismice, dar cea mai mare parte sub formă de căldură. Această căldură, notată cu H , este exprimată convențional în HFU. Hasebe exprimă pe H , care este o sursă de căldură în tot lungul plăcii litosferice, sub forma creșterii de căldură H_E produsă pe unitate de volum al unei coloane verticale. Valoarea H_E este

$$H_E = H/\cos\alpha$$

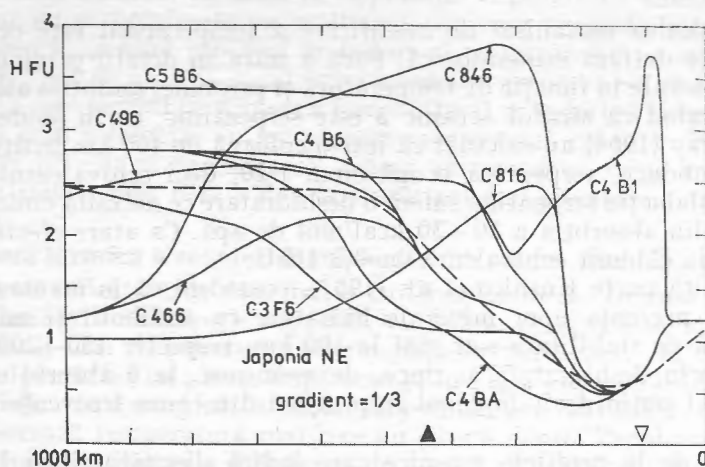


Fig. 5.13 — Curbe de flux termic pentru diferite modele calculate, după 10^8 ani de la începerea subducției. Linia întreruptă, configurația curbei măsurate. De remarcat similitudinea cu modelul C4B6 (După Hasebe et al., 1970).

în care α este înclinarea plăcii care se subduce.

O parte din căldura de frecare este utilizată pentru încălzirea plăcii însăși, iar o altă parte pentru încălzirea astenosferei și a litosferei de deasupra. Dar pentru ca această căldură să ajungă la suprafață nu este suficient doar transferul prin conducție simplă deoarece aceasta ar necesita un răstimp enorm (de ordinul a 100 milioane ani) ceea ce ar fi inoperant pentru explicarea fluxului termic crescut de la suprafață. Este deci necesar un proces mai eficient de transfer de căldură, care este exprimat prin echivalentul în conductivitate termică prin parametrul K_M . Conductivitatea efectivă verticală K_E , este deci $K_E = K + K_M$ în care K este conductivitatea normală.

Cu aceste premise puse, Hasebe et al. (1970) au modelat pe calculator diverse situații variind parametrii H_E (exprimat în HFU), K_M (exprimat în, $0,01 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec}^\circ\text{C}$), D_H (în km) și timpul (în milioane ani). Constante au fost considerate grosimea plăcii (100 km), viteza de deplasare (3 cm/an), căldura specifică pe unitate de volum (1 cal/cm^3) și conductivitatea termică normală ($0,01 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec}^\circ\text{C}$). Calculul a fost efectuat pentru o rețea de 0,5 milioane ani și 10 km. În ce privește înclinarea plăcii a fost luată $1/3$, corespunzând planului de sub arcul japonez pentru a se putea face comparația cu valorile efective de flux termic. Rezultatele obținute au fost foarte diferite, în funcție de valorile acordate parametrilor variabili. În fig. 5.13 sînt arătate curbele de flux termic obținute pentru diferitele modele. Cu linie întreruptă este indicată valoarea efectivă a fluxului termic în zona arcului japonez. Se constată că cea mai bună aproximație a oferit-o modelul cu numele de cod C4B6 care prezintă următoarele valori ale parametrilor: $H_E = 6,0 \text{ HFU}$; $K_M = 0,1 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec}^\circ\text{C}$; $D_H = 60 \text{ km}$ pentru 100 milioane ani. În fig. 5.14 este dată variația fluxului termic din 20 în 20 milioane ani și se constată că de-abia după 100 milioane ani este atinsă valoarea reală actuală a fluxului termic. Extrem de semnificativă este creșterea treptată, a fluxului în zona internă, pe măsură ce transmisia de căldură a ajuns la suprafață.

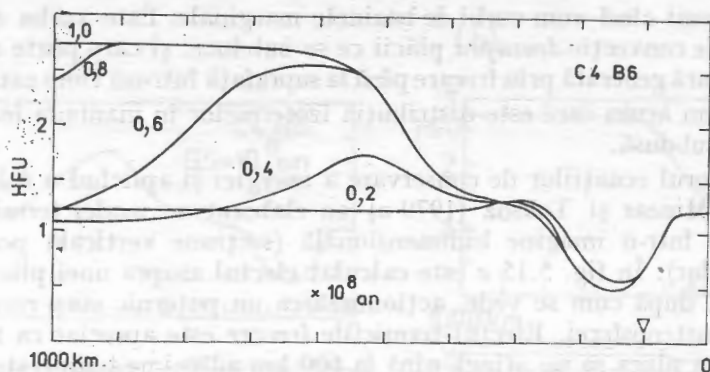


Fig. 5.14 — Variația curbelor de flux termic ale modelului C4B6 pentru intervale de timp de $0,2 \times 10^8$ (După Hasebe et al., 1970).

Este momentul să ne întrebăm ce semnificație fizică are parametrul K_M care trebuie să reprezinte o modalitate mai activă de transmisie a căldurii spre suprafață. Au fost invocate de unii autori diferite modalități de conductivitate termică deoarece aceasta, luată global, poate fi descompusă în mai multe părți și anume

$$K = K_f + K_{rad} + K_{exc}$$

K_f este conductivitatea fononică, de transmisie directă a căldurii prin vibrațiile rețelei cristaline și ea descrește cu temperatura; K_{rad} este conductivitatea radiativă care se instalează la peste 450°C și crește cu temperatura. Ea este egală cu conductivitatea fononică la cristalele de olivină la 750°C , devenind dominantă la temperaturi și mai mari, adică în benzile de roșu și infraroșu ale spectrului. Ea depinde de mărimea cristalelor prin care se propagă, de opacitatea lor etc. În general însă este greu de presupus că ea poate explica transferul mare de căldură din zonele de anomalie de flux termic deoarece acesta are loc în sus, spre zone tot mai reci, unde este puțin probabil să fie întrunite condițiile de incandescență radiativă. În sfârșit, conductivitatea excitonică, K_{exc} , este presupusă a se instala când unii atomi neutri sînt excitați de radiații care nu au energia suficientă pentru a genera electroni liberi. Energia unui atom astfel excitat poate fi transmisă însă unui alt atom similar, în felul acesta stabilindu-se un lanț de curgere a căldurii. Se presupune că la adîncimi de peste 100 km conductivitatea termică excitonică egalează sau chiar depășește pe cea radiativă, dar și de data aceasta mecanismul este inoperant pentru problema pe care o urmărim și pentru care trebuie să găsim o vehiculare de căldură în sus, spre zone mai reci.

În figurile 5.13 și 5.14 sînt înscrise două repere extrem de importante, poziția fosei din fața arcurilor insulare și poziția frontului lanțului vulcanic. Acesta din urmă poate oferi o explicație a transferului de căldură pe verticală, coincidența dintre apariția acestui lanț și creșterea bruscă a fluxului termic indicînd transferul de căldură în fază lichidă, prin ascensiune magmatică. Cu aceasta am ajuns de fapt la unul din punctele esențiale ale problemei structurii termice a zonelor de subducție, mecanismul de generare a magmei și de ascensionalitate a ei de care ne vom ocupa în alt subcapitol. Decomandată amintim încă o posibilitate de transfer de căldură spre suprafață, convecțiile secundare, asupra că-

roră vom reveni cînd vom vorbi de bazinele marginale. Este vorba de generarea unui curent de convecție *deasupra* plăcii ce se subduce, și care poate efectua transferul de căldură generată prin frecare pînă la suprafață într-un timp extrem de scurt.

Să vedem acum care este distribuția izotermelor în mantaua înconjurătoare și în placa subdusă.

Cu ajutorul ecuațiilor de conservare a energiei și aplicînd o soluție de diferențe finite, Minear și Toksöz (1970 a) au elaborat un model termic al zonelor de subducție într-o imagine bidimensională (secțiune verticală perpendiculară de arc insular). În fig. 5.15 a este calculat efectul asupra unei plăci de 160 km grosime care, după cum se vede, acționează ca un puternic corp rece ce coboară temperatura astenosferei. Efectul termic de frecare este apreciat ca foarte scăzut ceea ce face ca placa să nu atingă pînă la 600 km adîncime temperatura mediului în care plonjează și ca atare să nu se dezintegreze. Acordînd valori mai mari căldurii de fricțiune, rezultă modelul al doilea (fig. 5.15 b) în care se observă ridicarea puternică a izotermelor atît la suprafața plăcii care se subduce cît și la partea ei inferioară. Căldura astfel creată nu numai că deplasează în sus izotermele astenosferei, dar ridică temperatura plăcii făcînd posibilă resorbția ei. Calculînd efectul asupra unei plăci de doar 80 km grosime, Griggs (1972) ajunge la concluzia că plonjarea plăcii nu deranjează izotermele astenosferei și că doar placa în sine are izotermele deplasate (fig. 5.15 d). Concluzia se bazează pe presupunerea că generarea de căldură prin frecare este redusă. Un alt model pentru partea de deasupra plăcii este cel al lui Oxburgh (1974), în care izotermele de sub placă sînt

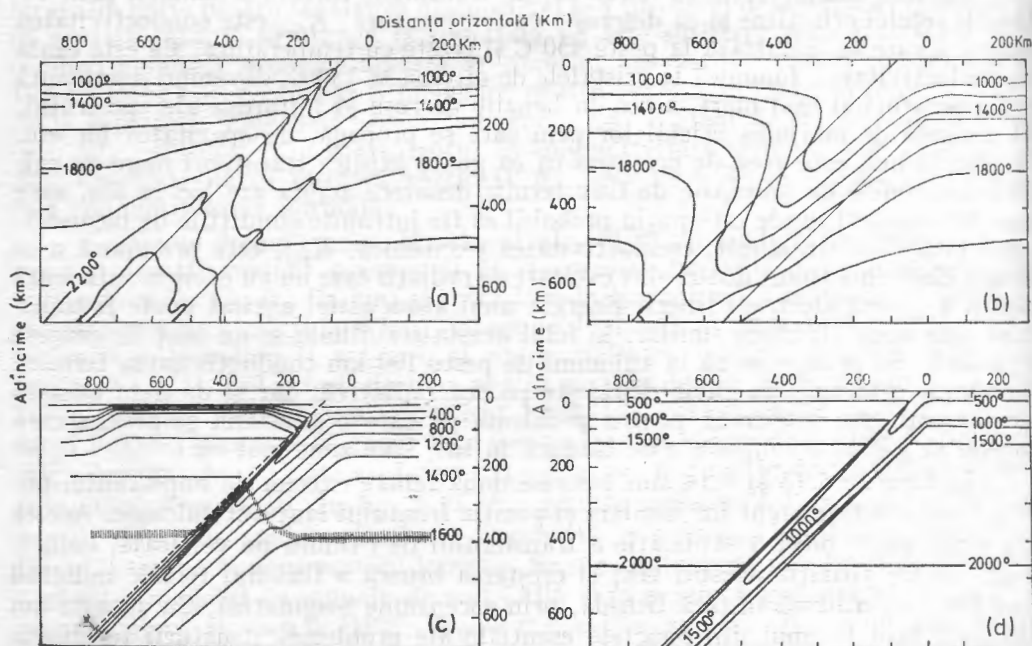


Fig. 5.15 — Modele termice și distribuția temperaturii în zonele de subducție. (a) și (b) după Minear și Toksöz (1970); (a) Simplă placă rece; (b) Cu toți factorii luați în considerare; (c) După Oxburgh și Turcotte (1976) cu toți factorii luați în considerare; (d) Griggs (1972) cu toți factorii luați în considerare.

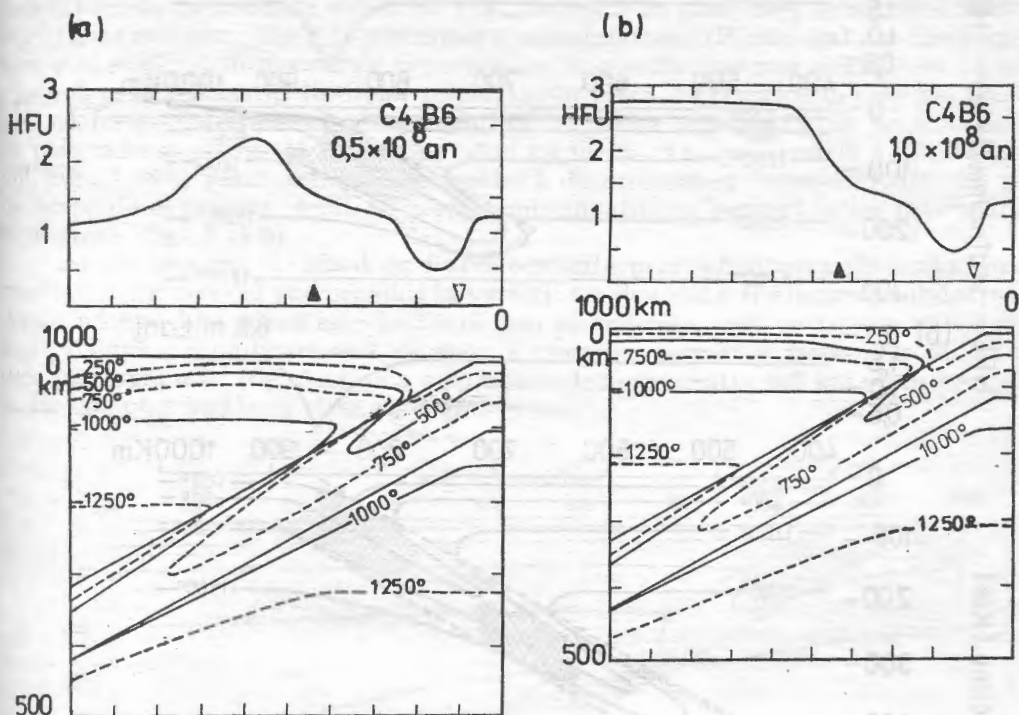


Fig. 5.16 — Distribuția temperaturii în zone de subducție conform modelului C4B6. (a) după $0,5 \cdot 10^8$ ani; (b) după $1 \cdot 10^8$ ani. Triunghiul gol este axa fosei, triunghiul plin frontul vulcanic (După Hasebe et al., 1970).

deplasate puțin în jos (fig. 5.15 c). De notat deplasarea în sus, în placă, și în jos, deasupra plăcii, a zonei de schimbare de fază.

Interesante sînt diagramele rezultate din modelul optim obținut de Hasebe et al. (1970), puse în raport cu fluxul termic pe care trebuie să-l genereze la suprafață (fig. 5.16). Se observă că după 50 milioane ani fluxul termic generat de placa subdusă nu a răzbit încă la suprafață și doar după 100 milioane ani, odată cu depresionarea și mai puternică a izotermelor, fluxul termic ajunge să furnizeze la suprafață imaginea cunoscută pentru arcul insular japonez.

Într-o lucrare din 1971, Toksöz, Minear și Julian au elaborat un model mai complet cu 8 parametri de intrare (temperatura inițială, densitate, presiune, conductivitate termică și, ca generatori de căldură, radioactivitatea, compresivitatea adiabatică, căldura de fricțiune și schimbările de fază) pentru o placă ce plonjează la 45° , cu viteze variabile (1 și 8 cm/sec) într-o astenosferă cu materialul imobil. Utilizînd o metodă de diferențe finite cu o rețea de 10 km și intervale de timp de $0,27 \cdot 10^6$ ani au fost obținute prin translații succesive cîmpurile termice pentru diferite intervale de timp.

Schimbarea diferiților parametri furnizează imagini variabile ale izotermelor, atît în placă cît și în mediul înconjurător. În fig. 5.17 este redată evoluția în timp a unei plăci ce avansează cu 8 cm/an. În afara izotermelor sînt trecute și trei limite de schimbare de fază mineralogică (gabbrou în eclogit la 200 km, olivina în spinel la 350 km și spinel într-o fază postspinel la 650 km). Aceste trans-

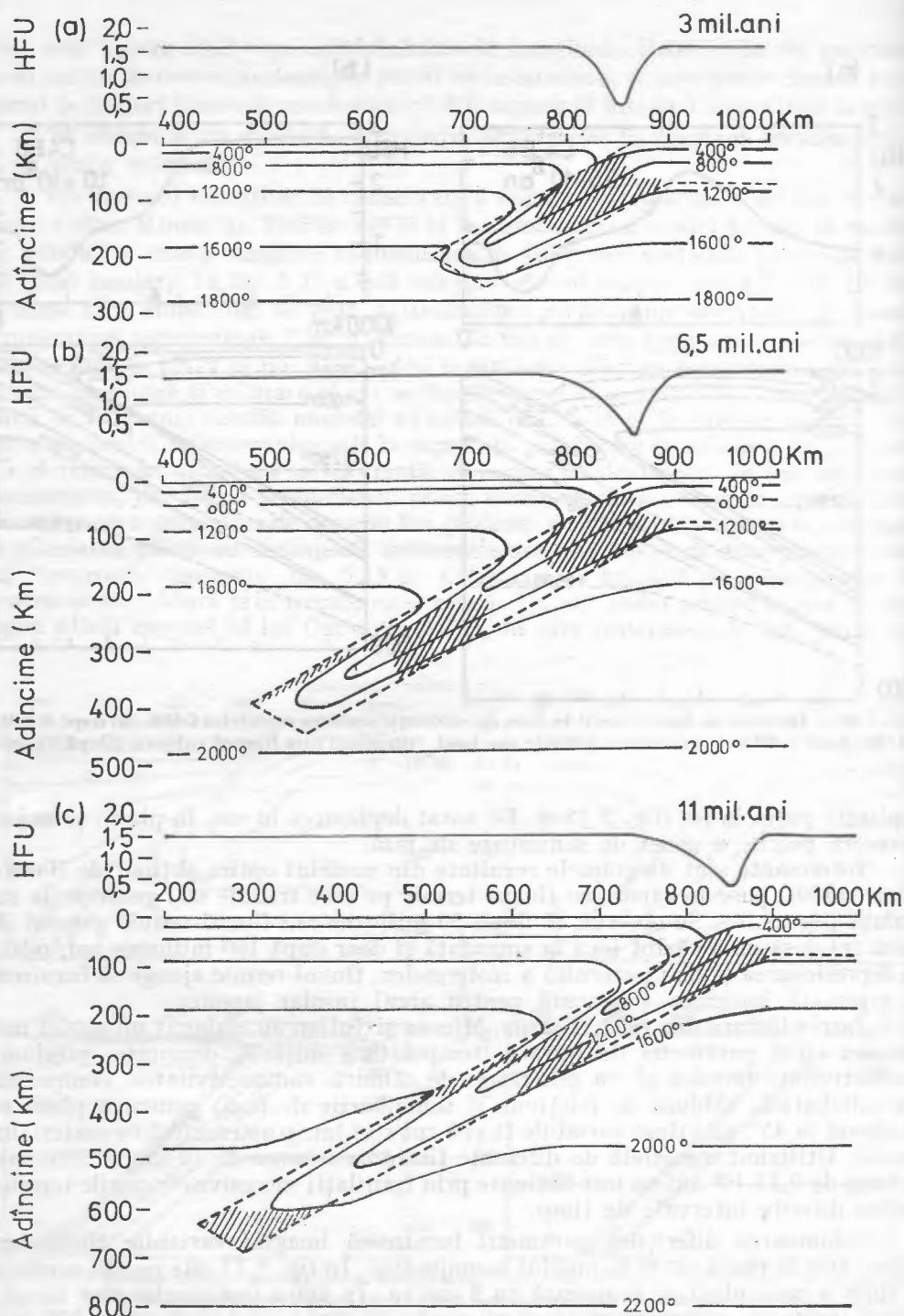


Fig. 5.17 — Distribuția temperaturii la diferite timpuri într-un model cu 8 parametri de intrare pentru o placă înclinată la 45° și avansând cu 8 cm/an. Hașurat sînt indicate zonele de schimbare de fază: gabbrou-eclogit, olivină-spinel și spinel-postspinel (După Toksöz et al., 1971).

formări au loc la anumite valori de P/T . Deoarece în placa care se subduce acest raport este mai mare decât în astenosfera înconjurătoare (P este egal dar temperatura mai mică), transformările vor avea loc la o adâncime mai mică, ceea ce se exprimă prin deplasarea limitelor respective în placă. Se remarcă în cele trei imagini că forma izotermelor, odată stabilită în partea superioară, nu se modifică cu pătrunderea plăcii tot mai adânc, deci cu vârsta. La aproximativ 11 milioane ani (fig. 5.18 b) placa este atât de încălzită de astenosfera înconjurătoare, cât și de propriile ei procese, încât își pierde individualitatea termică și nu mai poate fi distinsă (fig. 5.18 b).

Aceste imagini standard au fost modificate prin schimbarea diversilor parametri, între care cel mai sensibil la variații s-a dovedit a fi viteza de subducție. Avânsînd mai lent placa este încălzită mai pe îndelete, ceea ce face ca să nu se mai producă o modificare atât de mare a cîmpului termic și izotermele să aibă deformări mai mici (fig. 5.18). La o adâncime de aproximativ 400 km placa ajunge să fie complet încălzită și să se dezintegreze.

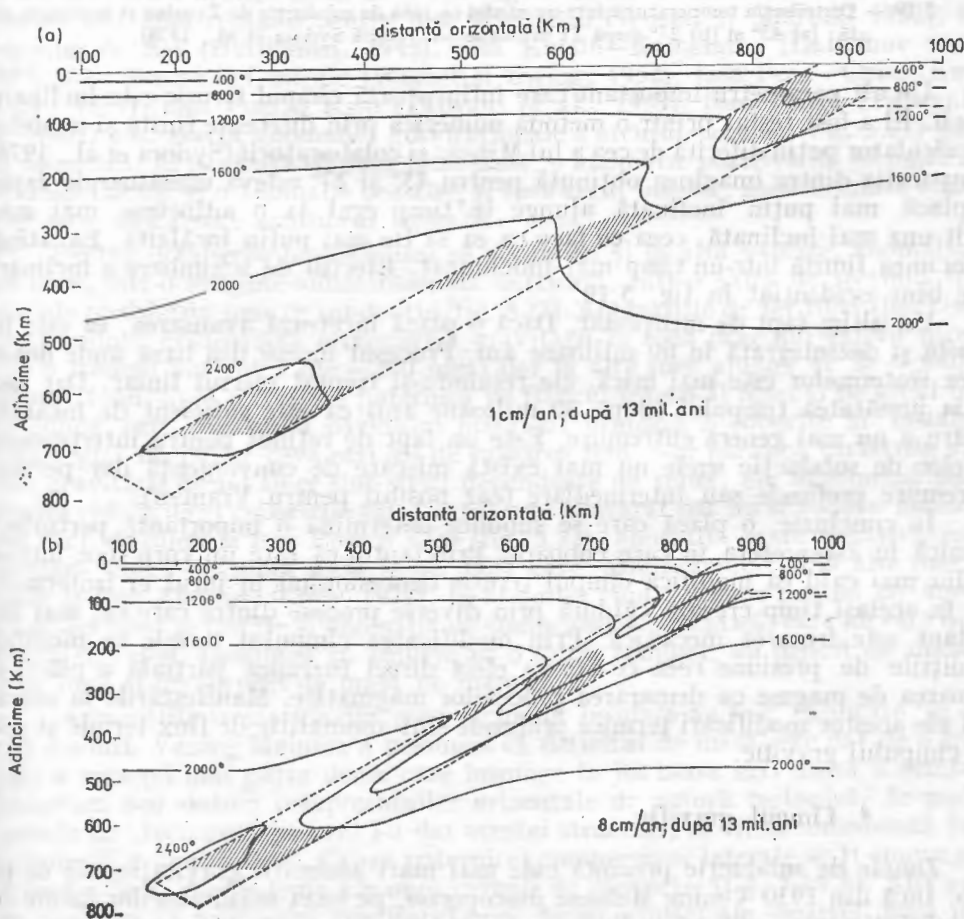


Fig. 5.18 — Model termic cu parametrii din fig. 5.17 dar cu rata de subducție variată: (a) 1 cm/an; (b) 8 cm/an (După Toksöz et al., 1971).

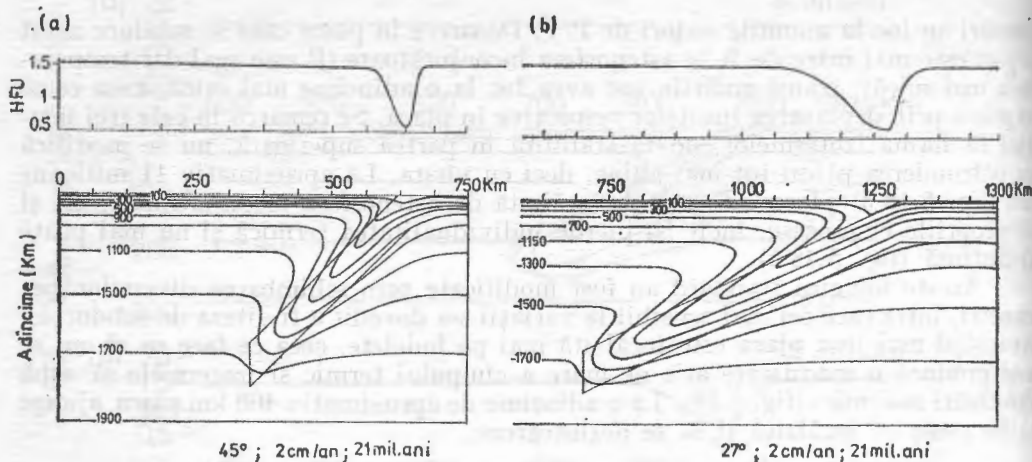


Fig. 5.19 — Distribuția temperaturii într-un model cu rata de subducție de 2 cm/an și înclinare variată: (a) 45° și (b) 27° după 21 milioane ani (După Sydora et al., 1978).

Un alt parametru important care influențează câmpul termic este înclinarea plăcii. El a fost testat printr-o metodă numerică prin diferențe finite și modelare pe calculator puțin diferită de cea a lui Minear și colaboratorii (Sydora et al., 1978). Compararea dintre imaginea obținută pentru 45° și 27° relevă următoarele fapte. O placă mai puțin înclinată ajunge în timp egal la o adâncime mai mică decât una mai înclinată, ceea ce face ca ea să fie mai puțin încălzită. Ea atinge adâncimea limită într-un timp mai îndelungat. Efectul de schimbare a înclinării este bine evidențiat în fig. 5.19.

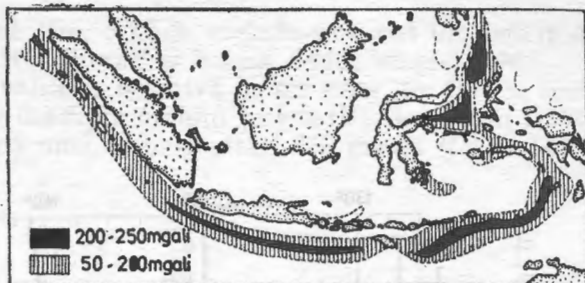
Un ultim fapt de menționat. Dacă o placă încetează avansarea, ea este încălzită și dezintegrată în 60 milioane ani. Procesul începe din bază unde deplasarea izotermelor este mai mică, ele reluându-și treptat mersul liniar. Dar încă de la jumătatea timpului (după 30 milioane ani) ea este suficient de încălzită pentru a nu mai genera cutremure. Este un fapt de reținut pentru interpretarea zonelor de subducție unde nu mai există mișcare de convergență dar persistă cutremure profunde sau intermediare (caz posibil pentru Vrancea).

În concluzie, o placă care se subduce determină o importantă perturbare termică în astenosfera în care coboară. Prin faptul că este un corp rece într-un mediu mai cald ea modifică câmpul termic depresionând în jurul ei izotermele, dar în același timp creează căldură prin diverse procese dintre care cel mai important este frecarea mecanică. Prin modificarea câmpului termic se modifică condițiile de presiune ceea ce are ca efect direct fuziunea parțială a plăcii și formarea de magme cu demararea proceselor magmatice. Manifestările la suprafață ale acestor modificări termice profunde sînt anomalii de flux termic și cele ale câmpului gravific.

4. Câmpul gravific.

Zonele de subducție prezintă cele mai mari anomalii gravitaționale de pe glob. Încă din 1930 Vening Meinesz descoperise, pe baza măsurătorilor făcute cu pendulul din submarin, că în fața arcului indonezian se găsește o mare anomalie negativă, situată exact deasupra fosei ce mărginește arcul insular. Sinteza obser-

Fig. 5.20 — Anomalia gravimetrică în Indonezia (anomalia izostatică în mili-gali), (După Umbrove, 1974 și Vening Meinesz, 1964).



vațiilor sale o reprezintă harta anomaliilor izostatice (fig. 5.20), considerată astăzi clasică și din care reiese că există deasupra fosei un deficit de masă corespunzător la circa -100 mgal. Anomalia este extrem de îngustă în raport cu alungirea, ea jalonând marginile insulelor Sumatra, Java și conturând arhipelagul Celebes, în nordul căruia ajunge chiar la -150 mgal. Astfel de anomalii izostatice negative au fost apoi regăsite pentru fosa Mindanao (Worzel și Shurbet, 1955), fosa Japoniei de Est (Heiskanen, 1945), fosa Kurile—Kamciatka (Gainanov et al., 1955), fosa Americii Centrale (Worzel și Ewing, 1952), fosa Peru—Chile (Ewing et al., 1957), fosa Puerto Rico (Talwani et al., 1959), fosa Tonga (Talwani et al., 1961) etc. Harta anomaliilor gravitaționale a arcului japonez (fig. 5.21) pune, de asemenea, în evidență un fapt interesant, o anomalie pozitivă de 50 mgal spre Oceanul Pacific și o anomalie pozitivă și spre arc insular, zona insulară tinzând spre zero, adică spre echilibrul izostatic.

Pentru detalierea fenomenului să recurgem și la altă valoare, anomalia de aer liber, într-o imagine bidimensională verticală, într-o suită de secțiuni transversale pe diferite zone de subducție (fig. 5.22). Anomaliile de aer liber (înscrise cu puncte pline) evidențiază o creștere a gravității în zona pragului extern (dreapta), o scădere puternică (de -200 mgal dar la alte fose ajunge și la -300) în dreptul fosei, apoi o creștere puternică pe flancul intern al fosei și pe arc insular, după care, deasupra bazinului marginal urmează o coborîre și instalarea unui regim de palier ceva mai sus de valoarea zero. S-ar părea că variațiile valorilor gravității de aer liber sînt strict dependente de relief, ele exprimînd pur și simplu ridicările și coborîrile lui. Lucrul este adevărat dar nu se reduce numai la atît căci, de pildă la fosa Puerto Rico (fig. 5.23), anomalia mare negativă nu se plasează exact deasupra axei fosei, fapt care este constatat și la alte fose, de pildă la fosa Aleutine (Crow, 1972). În al doilea rînd, aproape paralel cu anomalia de aer liber se înscrie și anomalia de compensație izostatică, care nu este direct legată de relief. Înseamnă că ambele au o cauză comună, un deficit de masă în zona fosei și un surplus de masă pe margini.

Anomaliile izostatice din zona arcurilor insulare au fost explicate în diferite moduri. Vening Meinesz a presupus că deficitul de masă este dat de o îndoitură a scoarței mai puțin dense care împinge în jos masa mai densă a mantalei. Îndoitura s-ar datora compresiunilor orizontale de natură tectonică, de unde și numele de „tectogen” pe care l-a dat acestei structuri, ea fiind considerată forma incipientă a unui orogen. Cauza puternicei compresiuni laterale ar fi convergența a două ramuri descendente ale unor curenți de convecție (fig. 5.24 b). Alți autori au presupus că fosele sînt rezultatul unei decompresii ale scoarței, unei întinderi care duce la formarea unei falii normale, fosa propriu-zisă. Prin această miș-

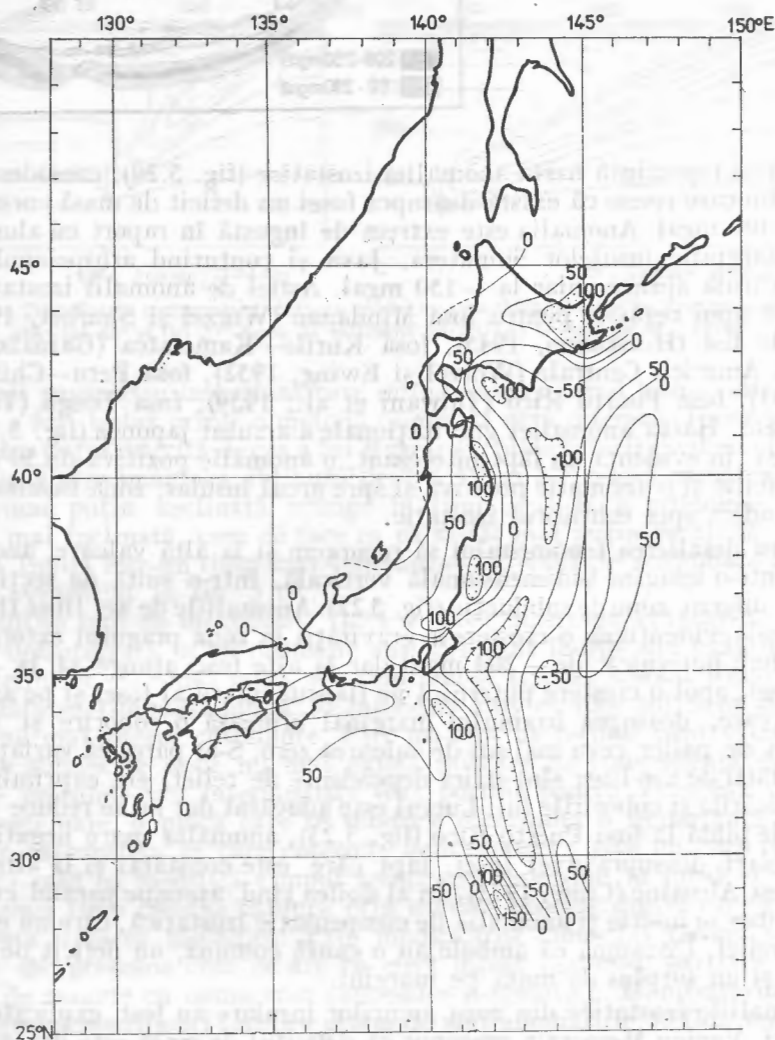
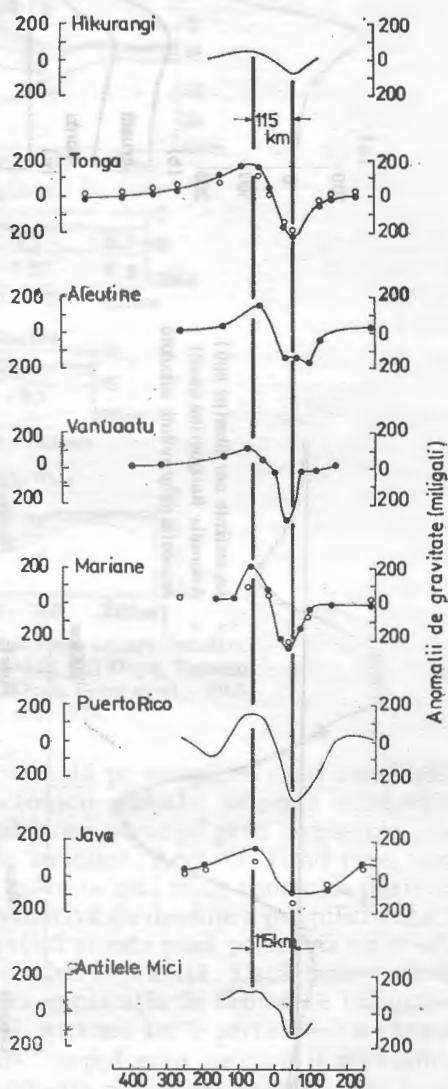


Fig. 5.21 — Anomalia gravimetrică din zona insulelor japoneze (anomia izostatică în miligali), (După Heiskanen, 1945).

care scoarța oceanică este subțiată (fig. 5.24 c), creîndu-se astfel un deficit de masă care explică anomalia negativă (Worzel și Ewing, 1954; Worzel, 1965).

Plecînd de la observația că valoarea negativă de aer liber din fosă se compensează exact cu cea pozitivă de deasupra arcului megmatic, Hatherton (1970) a pus cele două anomalii pe seama unei inomogenități din manta (fig. 5.24 d).

Fig. 5.22 — Anomalii gravimetrice în secțiuni verticale duse perpendicular pe cîteva fosse importante. Punctele pline, anomalii de aer liber; cercurile goale, anomalii izostatice (După Hatherton, 1974).



Pe baza datelor gravimetrice, de seismo-reflecție și de seismologie, au fost construite modelele structurale ale litosferei în care sînt evidențiate variații ale grosimii stratelor de densitate diferită (fig. 5.25). Ele arată toate o îngroșare a scoarței în zona de maxim de deasupra arcului vulcanic, ca și cum ar exista aici o „rădăcină”, un surplus de masă care generează anomalia izostatică pozitivă.

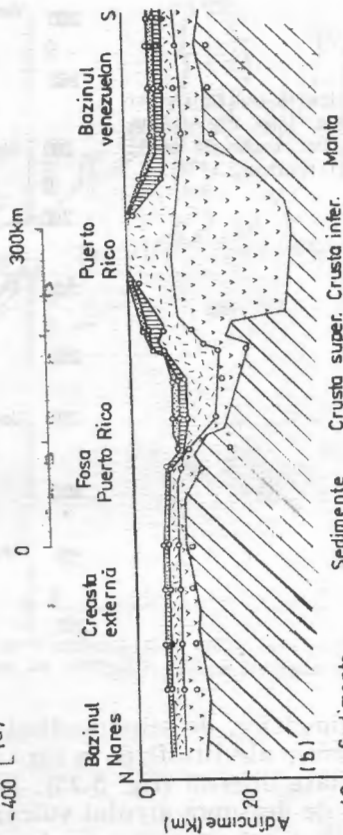
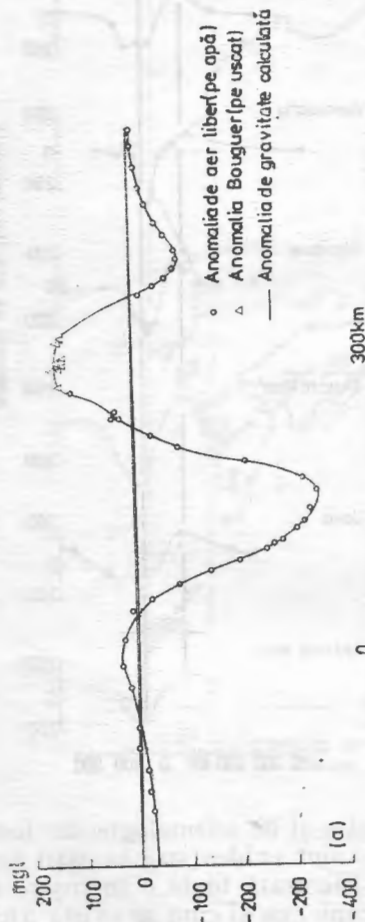


Fig. 5.23 — Profil transversal pe fosa Puerto Rico. (a) Anomalia gravitațională; (b) Structura litosferică pe baza datelor de seismo-refracție (puncte). Interpretarea structurală după relația empirică Nafe-Drake între viteza undelor P și densitate (După Talwani et al., 1959).

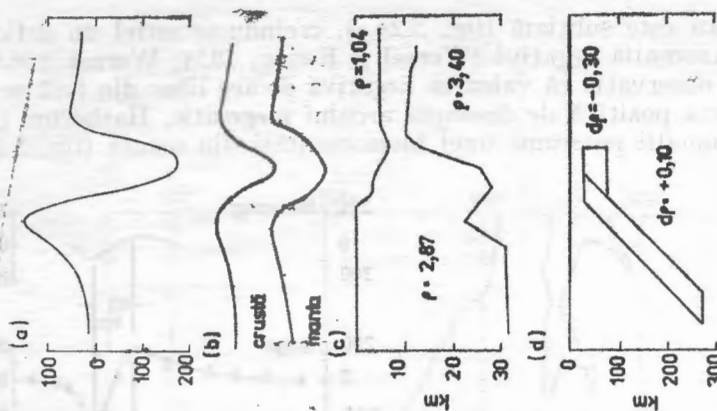


Fig. 5.24 — Evoluția ideilor privind cauza anomaliilor gravimetrice din fața arcurilor insulare; (a) Anomalia tipică a arcurilor insulare; (b) Model cu valoare crescută și scăzută; (c) Model cu variația grosimii crustei a lui Kuenen (1936); (d) Model cu inhomogenitate în manta datorită unei plăci care se subduce (După Hatherton, 1969).

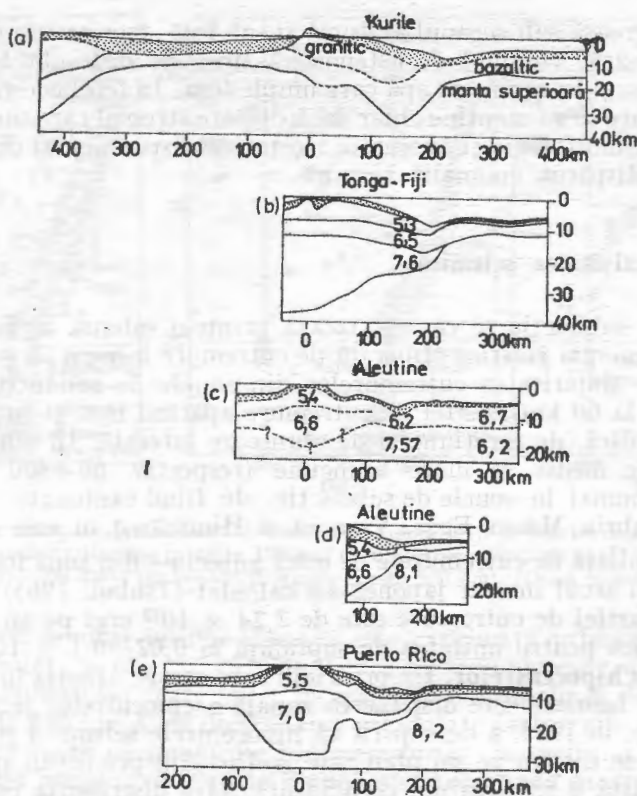


Fig. 5.25 — Secțiuni crustale prin diverse arcuri insulare:
 (a) După Belyaevsky și Fedynskiy (1962); (b) După Talwani
 et al., 1961; (c) După Shor, 1962; (d) După Peter et al., 1965;
 (e) După Talwani et al., 1959.

O astfel de îngroșare, ușor de admis la o fosă situată pe marginea unui continent, nu a putut fi explicată decât în termenii tectonicii globale, printr-o subducție. Nu este vorba deci de o îngroșare ci de o dedublare a scoarței prin însumarea grosimii plăcii superioare cu cea a plăcii care se subduce. Aceasta, fiind rece, deci mai densă decât astenosfera în care plonjează, mărește mai mult anomalia pozitivă de sub arc insular. În ce privește anomalia pozitivă de deasupra pragului extern, ea este interpretată de obicei într-o viziune statică și este pusă pe seama unei subțieri a scoarței oceanice, cu ridicarea mantalei spre suprafață. Dacă ținem seama însă de modelul cinematic al subducției, găsim explicația în faptul că bombarea este un efect al îndoirii elastice a plăcii. Astfel, aici are loc o perturbare a câmpului gravitațional din cauza stressului. În plus, corpul greu pe care îl reprezintă litosfera plonjantă produce o creștere a atracției care se resimte pînă în zona bombării externe ceea ce face ca să apară anomalia de aer liber de circa 50 mgal și a cărei interpretare duce la o anomalie izostatică corespunzătoare. În acest sens aici nu este vorba de o subțiere a crustei oceanice.

În ce privește anomalia negativă de deasupra fosei, ea reflectă în primul rînd deficitul de relief, fapt exprimat de anomalia de aer liber. Dar coborîrea

plăcii, egal de groasă sub oceanul alăturat și sub fosă, face ca sub fosă să se creeze un deficit de masă, volumul de astenosferă lipsă de dedesubt fiind compensat ca volum, dar nu și ca masă, de apa care umple fosa. În felul acesta apare anomalia izostatică, care se va menține chiar dacă dispare stressul care susține subducția. Fosa ca element morfologic și anomalia izostatică dispar numai după ce a încetat mișcarea și a dispărut anomalia termică.

5. Activitatea seismică.

Zonele de subducție se caracterizează printr-o intensă activitate seismică, peste 85% din energia elastică eliberată de cutremure într-un an pe glob revenind acestor regiuni. Majoritatea cutremurelor din zonele de subducție sînt de mică adîncime (pînă la 60 km), astfel de cutremure apărînd însă și în celelalte tipuri de margini de plăci, de așețiune și de alunecare laterală. În schimb totalitatea cutremurelor de medie și mare adîncime (respectiv 60—300 km și peste 300 km) apar numai în zonele de subducție, ele fiind cantonate, cu excepția a patru zone (Calabria, Marea Egee, Vrancea și Hindukuș) în aria circumpacifică.

Energia radiată de cutremurele de mică adîncime din zona foselor este considerabilă. Pentru arcul insular japonez s-a calculat (Tsuboi, 1965) că media energiei radiate de astfel de cutremure este de $2,24 \times 10^{23}$ ergi pe an, ceea ce revine în energie termică pentru unitatea de suprafață la $0,02 - 0,1 \times 10^{-6}$ cal/cm²/sec.

Distribuția hipocentrelor. Un prim fapt care atrage atenția în studiul seismicității arcurilor insulare este dispunerea zonală a epicentrelor seismelor. Wadati este primul care, în 1935, a descoperit că hipocentrele seismelor din zona arcului insular japonez se dispun pe un plan care înclină dinspre ocean spre continentul asiatic și că există o remarcabilă coincidență între distribuția epicentrelor seismelor de 100—200 km profunzime și prezența la suprafață a unei zone vulcanice. Cutremurele profunde și intermediare au fost studiate de Gutenberg și Richter în intervalul 1938—1945, rezultatele fiind sintetizate de acești autori în 1954, principala concluzie fiind realitatea dispunerii hipocentrelor în lungul unui plan înclinat. Benioff (1949, 1954, 1955) a interpretat acest plan ca o imensă falie inversă situată între două corpuri rigide. În urma lucrării lui zonele seismice înclinate au fost denumite „zone Benioff” sau „plane Benioff”, deși, cum arată Le Pichon et al. (1973) pe drept cînstea aceasta ar trebui să-i revină lui Wadati, fapt pentru care se și vorbește adesea despre „planul Wadati-Benioff”.

Dispunerea zonală a epicentrelor seismelor din zona arcurilor insulare poate fi bine urmărită pe cele trei hărți care ilustrează cazul arcului Tonga-Fiji (fig. 5.26). Se observă astfel că seisme de mică adîncime (în acest caz pînă la 100 km, deși în general sub acest nume se cuprind numai cele de pînă la 60 km) apar deasupra fosei și imediat dincolo de ea, spre interior. Există însă o oarecare dispersie a epicentrelor, mai ales în zona dintre insulele Samoa și Fiji, fapt care se poate observa și în diversele secțiuni prin alte zone de subducție (figurile 5.28; 5.29). O parte din seisme de mică adîncime din zonele interne pot fi puse pe seama activității vulcanice, altele pe seama unor fenomene intracrustale. Spre deosebire de cutremurele de mică adîncime, cele de medie și mare adîncime au o dispunere mult mai riguroasă, fapt ce rezultă din schițele (b) și (c) ale fig. 5.26. Remarcabilă este recurbarrea zonei seismice concordant cu recurbarrea fosei Tonga. Un astfel de fenomen este mai evident în fig. 1.36 b în care dispunerea ordonată a hipo-

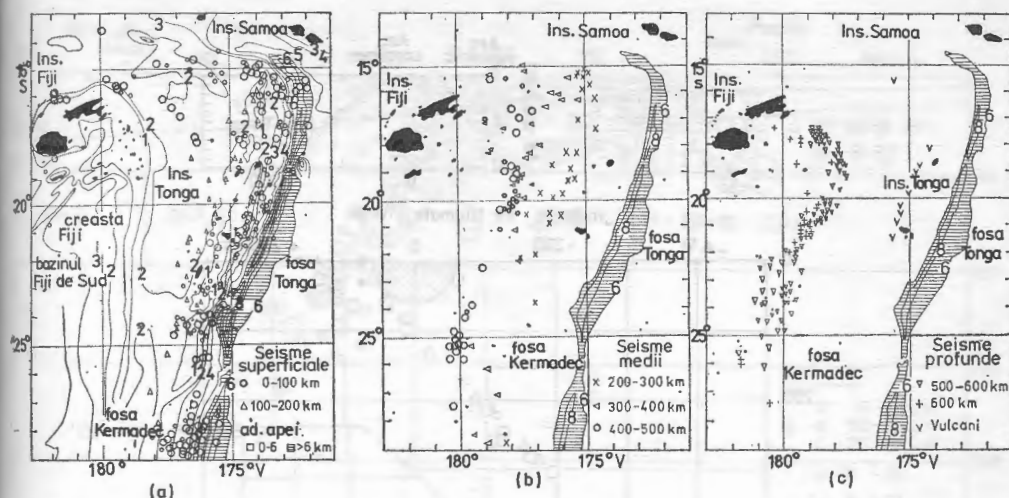


Fig. 5.26 — Dispunerea epicentrelor seismelor din zona Tonga-Fiji în funcție de adâncimea hipocentrelor: (a) Seisme de mică adâncime (până la 100 km) cu indicarea adâncimii apei; (b) Focare intermediare (200—500 km); (c) Focare profunde (peste 500 km), (După Sykes, 1966).

Centrelor din zona arcului insular japonez este exprimată prin izolinii de egală adâncime a seismelor. Se observă că plânul care include hipocentrele este o suprafață curbă, cu o concavitate care apare începând de la adâncimea de 125 km, menținându-se până la 600 km. Cele două cazuri prezentate cartografic, Tonga și arcul japonez, ne avertizează că imaginile bidimensionale, în secțiune, pot induce în eroare și crea falsa imagine că planele Benioff sînt totdeauna drepte.

! Cu avertismentul de mai sus, să examinăm cîteva secțiuni transversale prin zone de subducție. O primă imagine, devenită acum clasică, este cea a zonei Tonga în care sînt înscrise seismele unui singur an, 1965 (fig. 5.27). Alinierea pe un plan ce înclină cu 45° este aproape perfectă. O acumulare mai mare de evenimente seismice este prezentată în fig. 5.28 ce are înscrise hipocentrele cutremurelor într-un plan perpendicular pe fosa Kurile. Din această figură sînt de reținut cîteva fapte importante. Se observă astfel că focarele apar pe încă 50 km de la marginea fosei spre ocean după care dispar aproape brusc. Înspre interior, hipocentrele seismelor de mică adâncime se îndesesc începînd din dreptul fosei, prezintă o maximă acumulare la distanța de 100—150 km de fosă, după care dispar brusc, locul luîndu-l mai jos seismele de medie și mare adâncime. Zona seismică poate fi astfel împărțită în două segmente. Unul superior, care începe în dreptul fosei și se întinde pe circa 150 km, în care zona seismică are o înclinare mică, și care este continuarea directă a suprafeței superioare a plăcii care se subduce. Apoi treptat, de la 5° înclinare lîngă fosă, zona seismică înclină tot mai puternic, ajungînd la 20° la adâncimea de 60—70 km. Aici începe al doilea segment cu o inflexiune bruscă a zonei seismice care înclină cu 65°. Este de presupus că inflexiunea intervine în momentul în care împingerea plăcii învinge rezistența ei și a astenosferei subiacente. Împărțirea zonei seismice în două segmente poate fi însă pusă și pe seama unui alt fenomen. Vom vedea mai departe că zonele de subducție nu sînt fixe ci migrează. Dacă migrația se face prin depărtarea plăcii superioare în raport cu fosa, este clar că partea superioară a zonei seismice se va „întinde” și se va turti. Acest

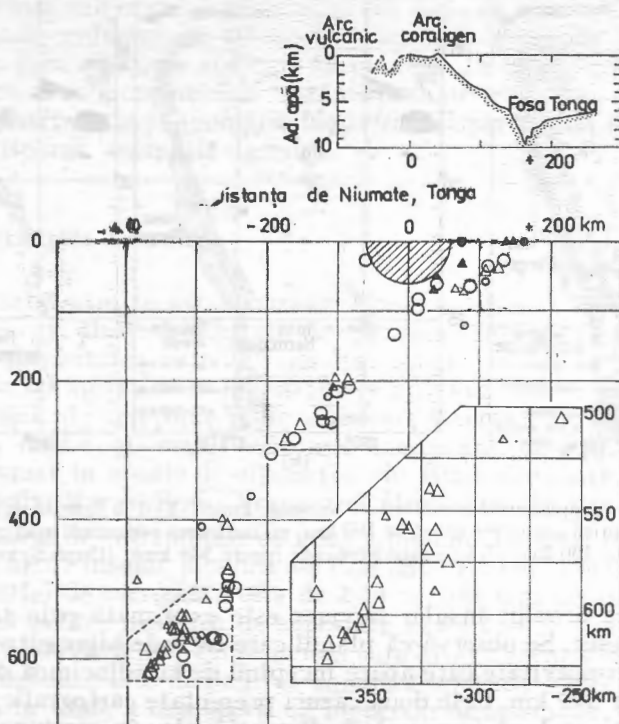


Fig. 5.27 — Secțiune transversală prin zona fosei Tonga în care sînt înscrise toate seismele survenite în anul 1965. Cu cercuri, seismele proiectate pe secțiune dintr-o zonă situată la 150 km N de ea; cu triunghiuri, seismele proiectate dintr-o zonă la S de secțiune. În dreapta este figurată mărită porțiunea dintre 500—625 km adîncime. De notat lărgimea extrem de mică (sub 20 km) a zonei active în raport cu adîncimea ei (După Isaks et al., 1968).

fapt este bine pus în evidență în fig. 5.29 în care se observă înclinări cuprinse între 30—90°, cu sau fără segmente diferențiate.

A treia observație ce se poate face pe aproape toate secțiunile ce au înscrise seismele din zonele de subducție, este extrema îngustime a înfășurătorii focarelor de adîncime intermediară și mare. În figurile 5.28 și 5.29 zona seismică are mai puțin de 40 km grosime, iar în fig. 5.27 circa 20 km. Mitronovas et al. (1969) consideră chiar că zona seismică se reduce doar la grosimea crustei oceanice a plăcii care se subduce deci la 6—7 km, nu la întreaga grosime a plăcii. În sfîrșit, o imagine cu totul surprinzătoare a fost evidențiată recent de Hasegawa et al. (1979) prin descoperirea, sub arcul insular japonez de nord-est, a două plane Benioff paralele (fig. 5.30). Mecanismele de focar au arătat că pe planul superior seismele sînt de falie de încălecare, iar unele arată compresii pe înclinare. În contrast cu această situație, seismele de pe planul inferior indică extensii pe înclinare. Studiul anelasticității a arătat că planul superior Benioff coincide cu fața superioară a plăcii care se subduce, în timp ce al doilea plan Benioff se află în placă. În acest sens planul superior este interpretat ca fiind un efect al rezistenței mantalei față

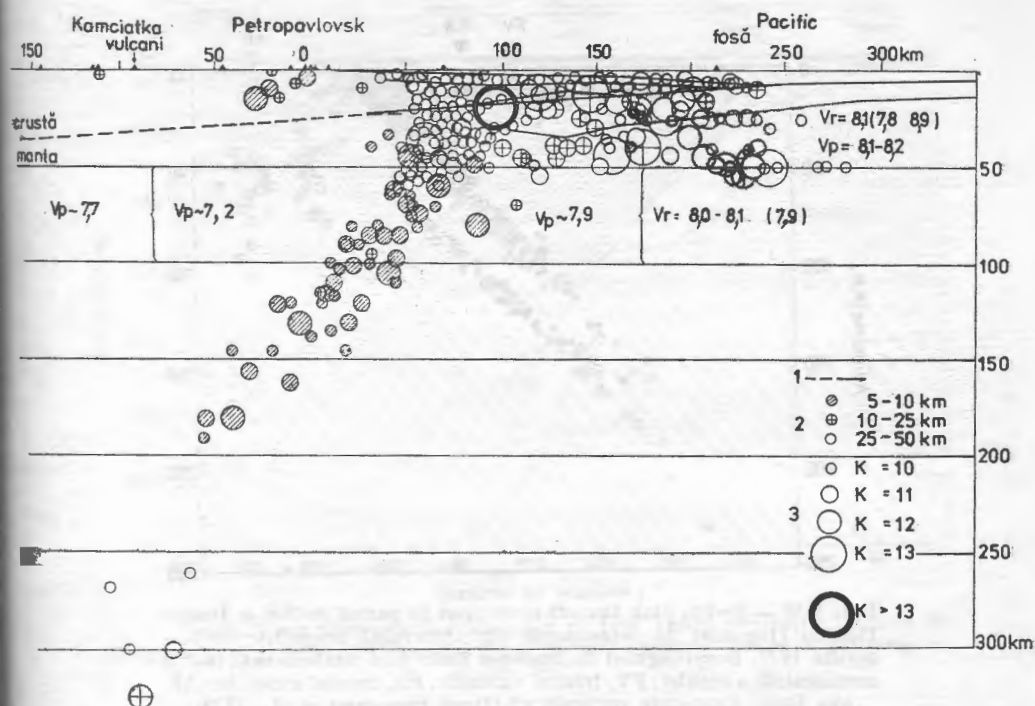


Fig. 5.28 — Distribuția hipocentrelor din zona Kurile figurate într-o secțiune perpendiculară pe arcul insular. (1) discontinuitatea Moho; (2) precizia determinării hipocentrelor; (3) clasa de energie a cutremurelor (După Fedotov, 1968).

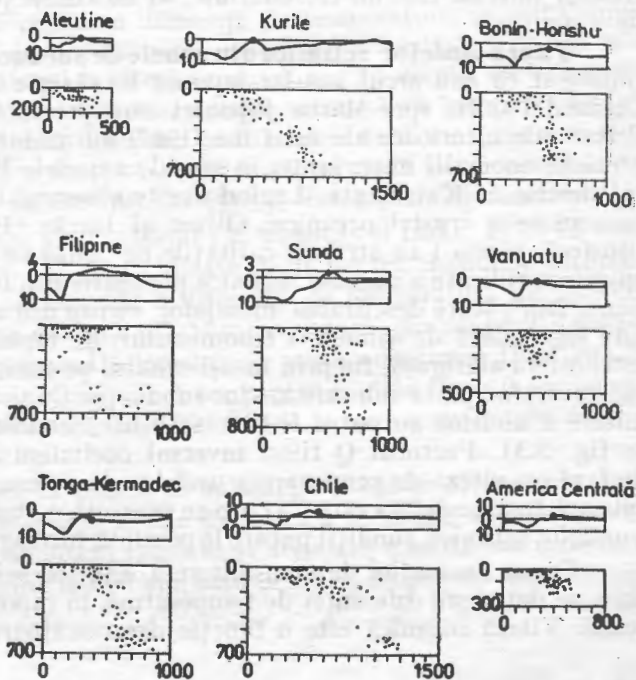


Fig. 5.29 — Secțiuni seismice prin principalele zone de subducție din Pacific. Pentru a avea scheme comparative subducțiile sînt imbricate a avea loc toate de la stînga la dreapta. În partea superioară a fiecărui desen profilul topografic, iar dedesubt distribuția hipocentrelor. Sînt înscrise cumulat pe o singură linie de profil, focarele de pe o întreagă zonă (După Spencer, 1977).

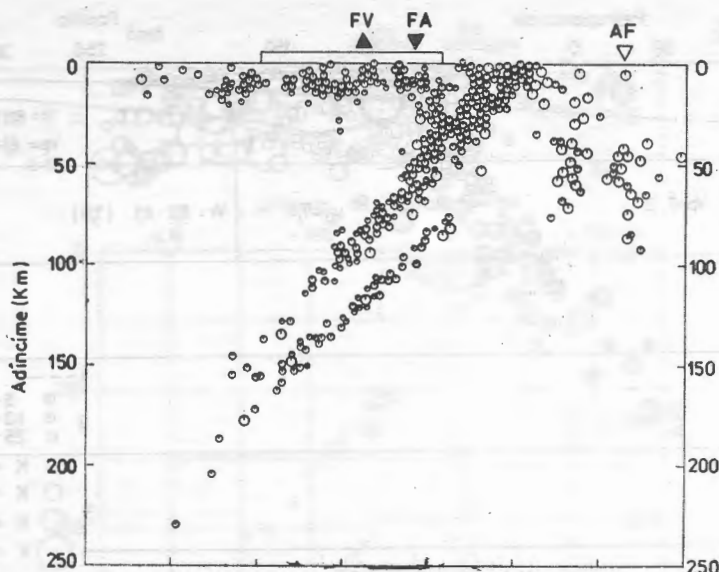


Fig. 5.30 — Dublu plan Benioff evidențiat în partea de NE a Insulei Honshu (Japonia) de cutremurele din intervalul noiembrie 1976 — aprilie 1977. Dreptunghiul de deasupra liniei zero simbolizează partea continentală a insulei; FV, frontul vulcanic; FA, frontul aseismic, AF, axa fosei. Exagerare verticală x2 (După Hasegawa et al., 1979).

de crusta plăcii subduse, deci un efect predominant mecanic, în timp ce planul Benioff inferior este un efect termic, al încălzirii plăcii, ceea ce duce la tensiuni de extensie.

Viteza undelor seismice din zonele de subducție. Încă în 1960 Katsumata a constatat că sub arcul insular japonez se găsește un strat care coboară dinspre Oceanul Pacific spre Marea Japoniei care prezintă o atenuare seismică redusă. Cercetările ulterioare ale lui Utsu (1967) au arătat că undele seismice de volum prezintă anomalii importante, în sensul că undele P și S au viteze sporite în stratul descris de Katsumata. Legînd aceste observații de procesul de expansiune și consumare a crustei oceanice, Oliver și Isacks (1967) au precizat noțiunea de litosferă, căreia i-au atribuit calitățile de „ghid de stress”, adică de transmițător cu viteze ridicate a undelor seismice provenite din focarele de medie și mare adîncime. Din păcate descifrarea mesajelor venite din adînc odată cu undele seismice este îngreunată de asimetria fenomenului, de faptul că undele pot veni fie prin astenosfera alăturată, fie prin însuși canalul pe care îl prezintă placa care coboară, fie traversînd placa sub care are loc subducția. Cu toate acestea, condițiile de transmitere a undelor au putut fi bine stabilite, concluzia fiind ilustrată schematic în fig. 5.31. Factorul Q fiind inversul coeficientului de atenuare, se corelează de fapt cu viteza de propagare a undelor de volum. Concluzia este că placa care coboară în astenosfera este un corp ce prezintă o atenuare redusă și viteză ridicată a undelor seismice, condiții pe care le prezintă întreaga litosferă precum și mezosfera.

Cauza anomaliei de transmitere a undelor seismice prin placa care se subduce se datorește diferenței de temperatură în raport cu astenosfera în care plonjează. Viteza seismică este o funcție descrescătoare cu temperatura deoarece pe

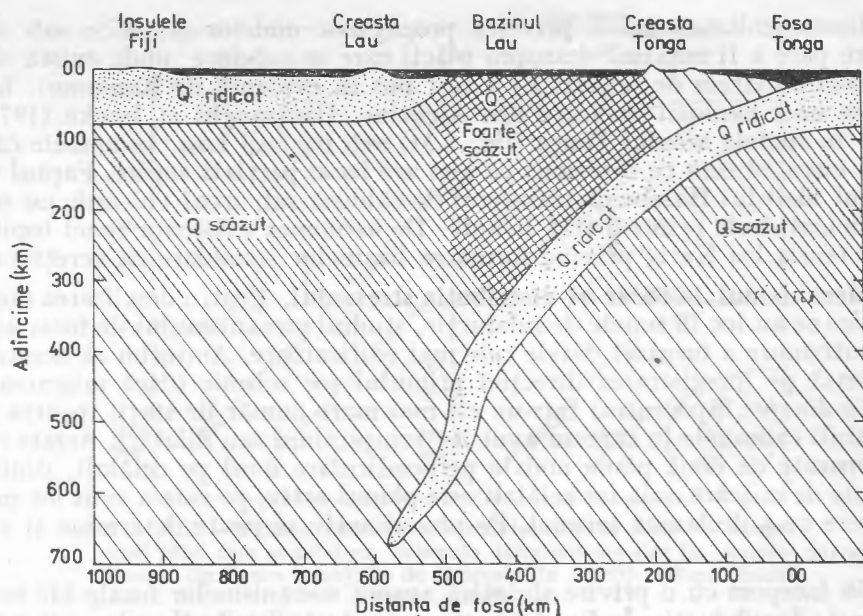


Fig. 5.31 — Secțiune transversală schematică pe fosa Tonga evidențiind zonele de atenuare redusă și puternică (factorul Q) a undelor seismice (După Baranzangi și Isaks, 1971).

măsura creșterii acesteia are loc o dilatare, care micșorează masa pe unitate de volum și ca atare îngreunează transmiterea unei mișcări. Luând pentru parametrul de temperatură un coeficient de 5×10^{-4} km/sec pentru 1°C (Davies și McKenzie, 1969), rezultă că pentru o diferență de temperatură de 500°C între placa plonjantă și astenosfera înconjurătoare, contrastul de viteză seismică este de 0,25 km/sec. Luând convențional o viteză seismică pentru manta de 10 km/sec rezultă că pentru o placă lungă de 1 000 km, o stație seismică va înregistra undele care vin prin placă cu 2,5 sec mai devreme decât undele care vin prin manta alăturată. Se înțelege ușor că o stație înregistrează de două ori aceeași undă, oscilațiile suprapunându-se și făcând dificilă interpretarea seismogramelor.

Pentru arcul insular Tonga s-a constatat (Mitronovas și Isaks, 1971) că vitezele undelor P și S sînt cu 6—7% mai ridicate decât pentru manta normală. Acestui contrast de viteză îi corespunde o diferență de temperatură de $1\,000^\circ\text{C}$, foarte mare pentru temperatura medie a plăcii care coboară, dar nu pentru partea cea mai coborîtă a ei, corespunzînd seismelor de mare adîncime. Diferența în vitezele seismice poate atinge în acest caz 5 sec pentru undele P și 10 sec pentru undele S. De remarcat că o diferență de $1\,000^\circ\text{C}$ este în acord cu datele de flux termic prezentate anterior.

Studiul vitezelor seismice în zonele de subducție a dus la cîteva constatări importante. Astfel, calculîndu-se diferențele de sosire a șocurilor unor seisme s-a ajuns la concluzia că stratul de viteză ridicată și atenuare scăzută are o perfectă continuitate, de la suprafață pînă la 600 km, ceea ce este o strălucită demonstrație a teoriei plăcilor.

Inomogenitatea în ce privește propagarea undelor seismice sub arcurile insulare pare a fi maximă deasupra plăcii care se subduce, unde există un strat de atenuare extrem de redusă. El a fost pus în evidență de Kanamori, în 1968, pe baza unei explozii nucleare din Aleutine. Barazanghi și Isacke (1971) l-au regăsit în spatele arcului Tonga (fig. 5.31) sub bazinul Lau. În ambele cazuri Q este de circa 80 ceea ce înseamnă că aici are loc o parțială topire. Faptul vine în sprijinul ideii lui Hasebe că transferul de căldură sub arcul vulcanic nu se poate face eficient decât printr-o fază lichidă. De asemenea existența zonei topite sprijină și teoria lui Karig privind formarea bazinelor secundare de acrețiune.

Mecanismul în focar și distribuția stressului. Pentru descifrarea proceselor mecanice ce au loc în zonele de subducție, studiul mecanismului de focar al diverselor cutremure a furnizat datele cele mai edificatoare. Amintim că aceste studii se bazează pe înregistrarea direcției primului șoc seismic (dacă mișcarea a fost spre sau dinspre hipocentru) într-un cât mai mare număr de stații, pentru care se pot stabili cadranele în care au avut loc compresiuni sau dilatări. Aceste cadrane sînt separate de două plane nodale perpendiculare unul pe celălalt, dintre care unul este de mișcare nulă iar celălalt este planul activ, pe care a avut loc mișcarea de rupere ce a declanșat seismul. Pe planul activ se poate determina și vectorul de mișcare.

Să începem cu o privire sintetică asupra mecanismelor focale ale seismelor din zonele de subducție. În fig. 5.32 este prezentată distribuția schematică a mecanismelor focale într-o secțiune transversală pe o zonă de subducție. Se observă că în zona fosei placa care se subduce este supusă unei distensii iar în zona profundă, unei compresi. În zona intermediară pot să apară fie compresi (în figură mare), fie distensii (în insert). Trebuie să subliniem că această distribuție a stressului în lungul plăcii care se subduce nu este rezultatul unor considerații teoretice ci al prelucrării unei mari cantități de date furnizate de seisme. Să analizăm mai în detaliu fiecare din porțiunile de placă cu caracteristicile sale seismice.

În fig. 5.33 sînt înscrise mecanismele în focar al seismelor din arcul Aleutine după Stauder (1968). Se observă un prim aliniament sudic, de seisme ce jalonează la exterior fosa, și care sînt seisme de mică adîncime. Diagramele stereografice ale mecanismelor în focar arată o poziție la aproximativ 45° a planelor nodale și cu axa de stress maxim la orizontală. Dacă se alege ca plan activ cel care înclină spre nord, rezultă că el este un plan de falie normală și că stressul orizontal este de distensie. Această situație este explicabilă prin faptul că aici ne aflăm pe ridicarea externă, locul în care placa suferă o deformare prin îndoire. Este de altfel singurul loc în care se poate vorbi de o deformare a plăcii. Sykes (1971) consideră că îndoirea poate duce la un stress de cîțiva kilobari și că rupturile care iau naștere aici sînt de fapt o reajustare după un mare cutremur care a avut loc mai la interior. S-a constatat într-adevăr că toate cutremurele cu mecanism de falie normală sînt precedate de un mare cutremur care a survenit în ultimii 10 ani. Cutremurele din zona ridicării externe arată că aici nu poate fi vorba de un câmp de stress compresional continuu, în sensul că placa s-ar subduce din cauza împingerii ei orizontale din zona de acrețiune.

Dacă trecem acum mai la interior, ajungem la un al doilea aliniament seismic în zona Aleutine, în care epicentrele se suprapun peste arcul vulcanic. Diagramele mecanismelor focale evidențiază un plan suborizontal și altul aproape vertical ca plane nodale. Dacă se alege ca plan activ cel aproape vertical, ar rezulta

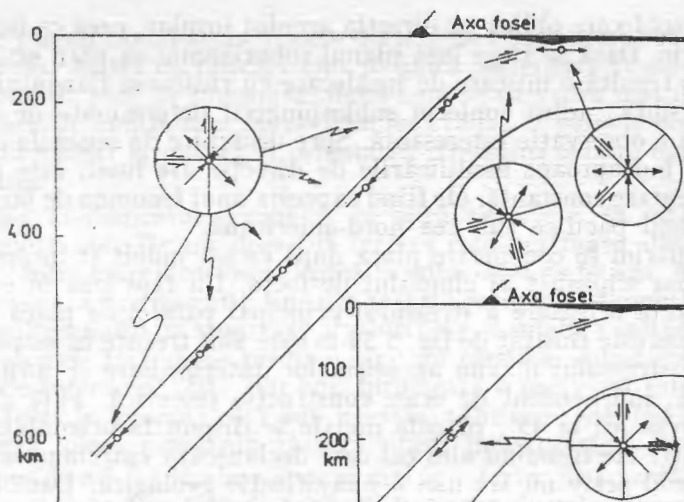


Fig. 5.32 — Schema distribuției mecanismelor în focar în lungul unei plăci care se subduce. Seismele intermediare sînt fie compresionale (în figura mare), fie de distensie (în insert), (După Isacks et al., 1968).

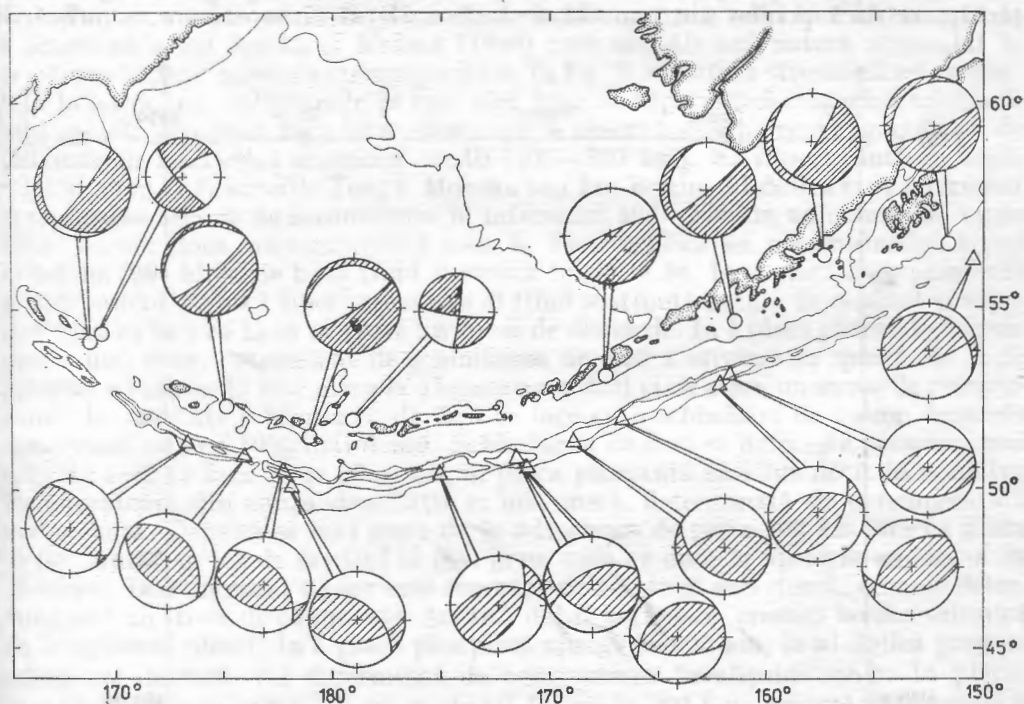


Fig. 5.33 — Mecanismul în focar al seismelor din zona de subducție Aleutine. Zonele hașurate corespund distensiilor. În lungul fosei (aliniamentul sudic) mecanismul este de falie normală, în timp ce pe arc (aliniamentul nordic) este de falie inversă. Un plan nodal este totdeauna local paralel cu fosa în timp ce al doilea corespunde subducerii Plăcii pacifice sub cea americană (După Stauder, 1968).

o mișcare de încălecare oblică pe direcția arcului insular, ceea ce nu ar avea nici un sens geologic. Dacă se alege însă planul suborizontal ca plan activ (cazul ilustrat de figură) rezultă o mișcare de încălecare cu ridicarea flancului nordic și coborîrea celui sudic, adică conform subîmpingerii determinate de subducție. Se mai poate face o observație interesantă. Spre deosebire de seismele de la exterior, care urmăresc îndeaproape modificările de direcție ale fosei, cele de la interior rămîn cu o orientare constantă, ele fiind expresia unui fenomen de largă anvergură, alunecarea Plăcii pacifice sub cea nord-americană.

Dacă urmărim în continuare placa după ce s-a îndoit și începe să plonjeze, găsim un tablou schimbat al cîmpului de forțe. Un fapt pus în evidență peste tot este constanta orientare a stressului principal paralel cu placa. Un exemplu clar în acest sens este ilustrat de fig. 5.34 în care sînt trecute în secțiune verticală doar direcțiile stressului maxim al seismelor intermediare și adînci din arcul nordic japonez, independent de orice construcție teoretică. Față de o astfel de orientare a stressului la 45° , planele nodale se dispun la orizontală și respectiv la verticală între ele trebuind ales cel care declanșează cutremurele. Este clar că un plan orizontal activ nu are nici o semnificație geologică. Dacă este ales însă cel vertical, rezultă că flancul dinspre placa plonjată este cel căzut, iar cel dinspre placa superioară este cel care se ridică (respectiv în fig. 5.34 flancul drept coboară iar cel stîng urcă). Prin aceasta nu trebuie înțeles că mișcarea de ansamblu a plăcii se face pe verticală. Trebuie făcută o distincție netă între mișcarea generală de alunecare a plăcii plonjante, care este o mișcare de subîmpingere, respectiv de încălecare dacă privim din punctul de vedere al plăcii superioare, și mișcările

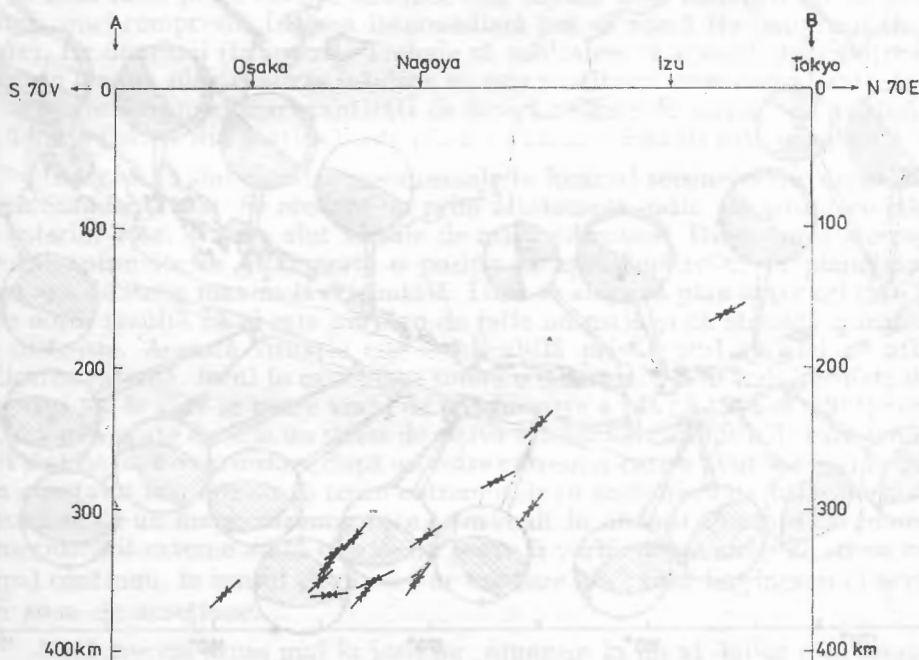


Fig. 5.34 — Secțiune verticală în zona de nord a arcului japonez în care sînt înscrise principalele direcții de stress compresional pentru seismele de medie și mare adâncime (După Honda et al., 1967).

care au loc pe planul nodal activ și care declanșează cutremurul ca urmare a acumulării de stress. Astfel de mișcări sînt de mică anvergură și ele determină cel mult falii ce răzbat pînă la suprafață, după cum se va vedea mai departe. Aceste lucruri precizate, în continuare nu ne vom mai referi la planele nodale și la mișcarea pe ele, ci numai la natura și orientarea stressului maxim din lungul plăcii care se subduce.

Rămînînd în domeniul seismelor de mică adîncime, să mai facem cîteva observații importante. De un deosebit interes este porțiunea din placa care se subduce aflată între marginea fosei și pînă la adîncimea de 60 km. Aici se plasează seismele cu cea mai mare magnitudine din această categorie. Acumularea stressului se face în lungul planului de alunecare a plăcii care se subduce sub cea de deasupra, eliberarea de energie făcîndu-se printr-o săritură elastică. Adîncimea pînă la care au loc astfel de cutremure, 60—100 km, furnizează o prețioasă informație asupra grosimii litosferei în general căci sub această adîncime, scăpînd de frecarea de placa superioară, placa plonjantă alunecă liberă în astenosferă.

Cutremure de mică adîncime apar și mai la interior de această zonă de șocuri puternice (de pildă în fig. 5.28 și 5.30). Este vorba de cele care au hipocentrele în placa superioară și care au stressul principal compresional, orientat orizontal, în planul plăcii. Acumularea stressului se datorează compresiunilor la care este supusă placa superioară prin împingerea frontală pe care o exercită placa care se subduce în timp ce se îndoaie.

Pentru a trece acum la seismele de medie și mare adîncime facem apel la o diagramă a lui Isacks și Molnar (1969) care sintetizează natura stressului în principalele zone seismice circumpacificice. În fig. 5.35 natura stressului este raportată la adîncime, poligoanele în care sînt înscrise hipocentrele sugerînd continuitatea plăcii. Un prim fapt interesant care se observă este prezența unui stress de distensie în intervalul seismelor medii (100—300 km). El lipsește însă în unele regiuni, cum ar fi arcurile Tonga, Honshu sau Izu-Bonin. Al doilea fapt interesant îl reprezintă lacuna de seismicitate în intervalul 300—500 km adîncime din unele zone. Aceste două particularități stau la baza explicației mecanismului însuși al subducției, ideea de bază fiind ilustrată în fig. 5.36. În *a* placa care plonjează în astenosferă alunecă liber, greutatea ei fiind susținută numai de capătul ei superior, ceea ce face ca în ea să apară un stress de distensie. În *b* placa pătrunde într-un mediu mai dens, determinat de schimbarea de fază a olivinei în spinel. Ar fi de așteptat o rezistență mai mare la alunecarea plăcii și ca atare un stress de compresie. În realitate schimbarea de fază se face cu o schimbare de volum deoarece faza spinel este cu 10% mai densă. Schimbarea de fază se datorește presiunii mai ridicate ceea ce face ca ea să apară în placa plonjantă mai sus decît în mantaua înconjurătoare din cauza densității ei mai mari, determinată de o temperatură mai scăzută. Densitatea mai mare de la adîncimea de peste 300 km face ca placa să fie „trasă” în jos de capătul ei mai greu, ceea ce duce la apariția stressului de distensie. Doar capătul de jos este suportat de mantaua mai densă, ceea ce determină aici un stress de compresie. Această dublă acționare creează lacuna seismică de la mijlocul plăcii. În *c* placa plonjantă ajunge la 600 km, la al doilea prag de schimbare de fază, cel determinat de compactarea învelișului ionic. În placă, care este mai rece, procesul are probabil loc pe la 700 km. Această fază opune o rezistență mare la alunecarea plăcii ducînd la stagnarea ei definitivă. Rezistența se transmite însă în planul plăcii pe toată lungimea ei ceea ce duce la acumularea unui stress de compresie. În *d*, capătul inferior al plăcii s-a desprins formînd o

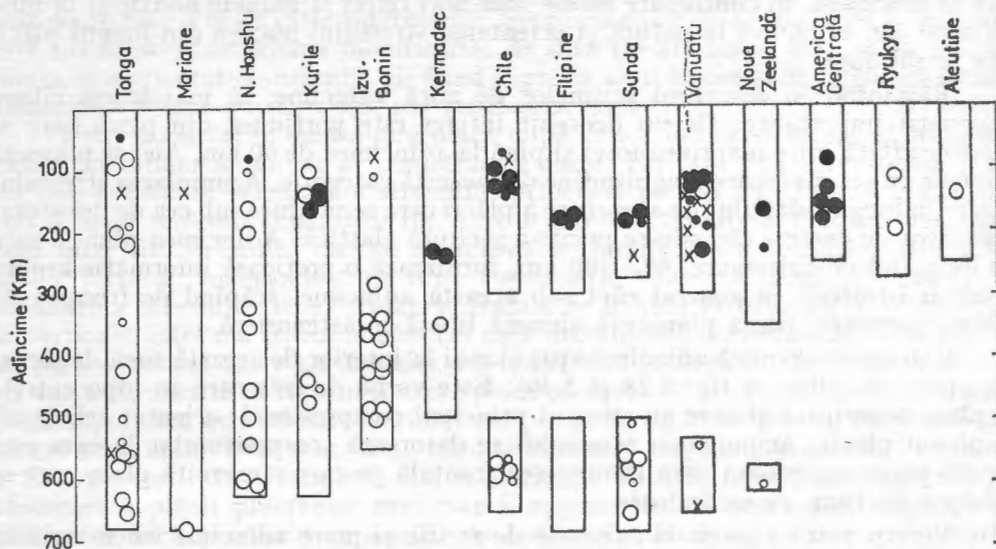


Fig. 5.35 — Natura stresului în 14 regiuni seismice circumpacificice. Dreptunghiul reprezintă schematizat placa care se subduce, evidențiind adâncimea maximă a cutremurelor și lacunele seismice. Punctele pline reprezintă extensii, cele goale, compresii. Punctele mai mici indică date nesigure; crucele reprezintă cazuri ce nu evidențiază nici extensii și nici compresii pe verticală (După Isacks și Molnar, 1969).

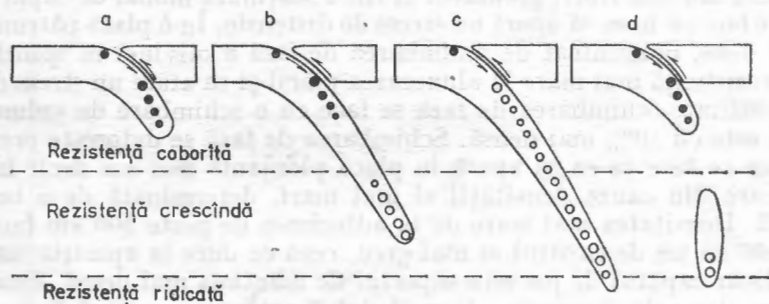


Fig. 5.36 — Secțiune verticală schematică cu distribuția stresului în plăcile care se subduc. Punctele pline, zone de extensie; punctele goale, zone de compresie (După Isacks și Molnar, 1969).

bucată izolată, pe cale de asimilare. Această asimilare se face prin uniformizare termică ce duce la suprimarea cutremurelor. McKenzie (1969) a arătat că o dislocație care să genereze un cutremur nu este posibilă decât la o temperatură care să fie cu un factor (de pildă de 0,8) sub temperatura de topire. Prezența unui fragment detașat de placă, dar seismic activ, poate da informații asupra contrastului de temperatură încă existent. Același autor a calculat un model matematic al încălzirii plăcii și al asimilării ei în care subțierea ei este conformă cu cea din fig. 5.36.

Detașarea capătului inferior al plăcii este de un deosebit interes deoarece procesul ne permite să aprofundăm dinamica astenosferei. O primă chestiune este aceea a identificării fenomenului. O condiție esențială, dar nu suficientă după cum vom vedea, este existența unei lacune seismice. În acest sens prezentăm, după Isacks și Molnar (1971), două cazuri distincte. În fig. 5.37 (a) este indicată în secțiune verticală dispunerea hipocentrelor din arcul Vanuatu care au fost active în perimetrul înconjurat din cartuș în perioada 1963—1967. Se observă o primă grupare de hipocentre dispuse pînă la 300 km pe un plan Benioff înclinat și apoi, în jurul adîncimii de 600 km, o grupare de hipocentre situate la aceeași adîncime. Înregistrarea foarte minuțioasă a cutremurelor a arătat că sub adîncimea de 300 km nu există o zonă de mare viteză și atenuare seismică redusă, cu alte cuvinte un „canal” de transmitere a undelor seismice, deci un corp conturat plonjat în astenosferă. Placa lipsește și sîntem în cazul d al figurii 5.36. Seismele de la 600 km se datoresc totuși unui rest de „corp străin”, porțiunea detașată de placă, care din cauza rezistenței mezosferei nu a putut coborî mai jos și a luat o poziție orizontală, așteptînd aici depersonalizarea prin încălzire treptată. Pe seama unor astfel de fenomene sînt puse seismele profunde, de la limita inferioară a astenosferei, care nu pot fi legate de anumite zone de subducție actuale. Este cazul enigmaticului cutremur din 1954 din Spania care nu poate fi legat de nici un fenomen actual de subducție, fiind probabil o manifestare foarte tîrzie a unor condiții geodinamice de mult dispărute.

În contrast cu cazul Vanuatu este cel pe de coasta de vest a Americii de Sud ilustrat în fig. 5.37 (b). În secțiunea verticală sînt trecute evenimentele seismice din intervalul 1961—1976 survenite în perimetrul conturat în cartuș. Se constată o masare a hipocentrelor pe primii 200 km care par a desena un plan Benioff foarte puțin înclinat, și apoi în jurul a 600 km, o grupare care pare a schița, de asemenea,

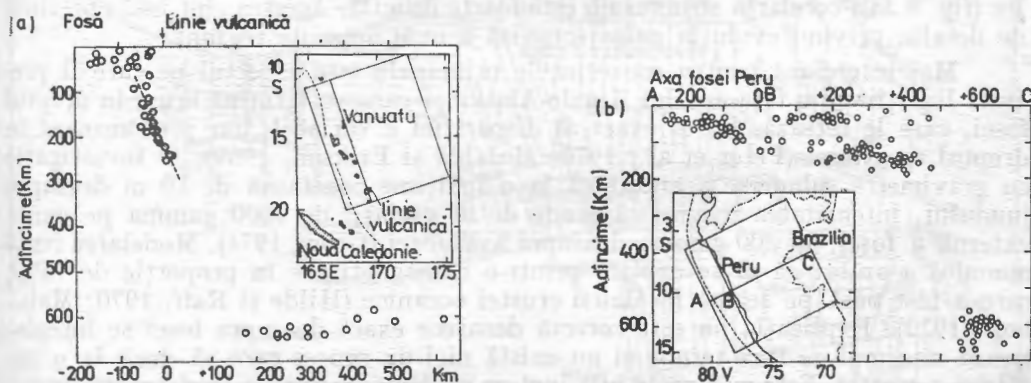


Fig. 5.37 — Secțiuni verticale în care se observă zone seismice distincte: (a) În zona arcului Vanuatu; (b) În zona Peru; (a) ilustrează cazul (d) din fig. 5.36, iar (b), cazul (b) din aceeași figură (După Oliver et al., 1973).

un plan seismic, dar mai înclinat. Cele două segmente se racordează într-adevăr, căci înregistrările au evidențiat o zonă continuă de viteză seismică ridicată și atenuare redusă ceea ce arată că ne plasăm în cazul *b* din fig. 5.36.

În concluzie, din cele arătate se poate observa că dintre toate manifestările prin care se evidențiază zonele de subducție actuale, cele seismice sînt cele mai importante căci ele permit situarea exactă a plăcii care se subduce, determinarea stării de tensiune în care se află, precum și modul în care ea este resorbită în astenosferă.

6. Anomaliile magnetice.

Anomaliile magnetice liniare, dobîndite de crusta oceanică încă de la naștere în rifturi, călătoresc cu placa pînă ajung la fose. Pe parcurs ele își pierd puțin din intensitate din cauza procesului de demagnetizare ce avansează odată cu alterarea stratului 2 oceanic, dar ele sînt bine observabile pînă în dreptul fosei. Deasupra fosei ele își pierd brusc din intensitate și apoi dispar odată cu acoperirea plăcii care se subduce de către complexul sedimentar al plăcii superioare. Pe placa superioară apar liniatiile proprii ei, dacă subducția este de tip arc insular. Liniatii difuze apar în spatele fosei și în bazinele marginale. Limita dintre zona oceanică cu liniatii pronunțate și cea din spatele fosei, cu liniatii difuze, este foarte abruptă (Bullard și Mason, 1963).

În fața fosei Peru-Chile și mai la nord, pînă în dreptul Golfului Californiei, liniatiile sînt clare și pot fi bine date pe toate plăcile (Pacifcă, Cocos, Nazca și Antarctică), avînd în vedere că ele sînt în continuitate din riftul Pacificului de Est. În partea de vest a Pacificului imaginea oferită de liniatii este mult mai complexă din cauza vîrstei mari pe care o are placa oceanică aici, ea trecînd prin numeroase rotații și rearanjări. Astfel, liniatiile cunoscute din fața arcului japonez nu au putut fi corelate cu cele din partea de est a Pacificului, de vîrstă terțiară, pînă cînd s-a descoperit (Larson și Chase, 1972) că ele sînt corelabile cu modele mezozoice, ceea ce a venit să confirme vechimea mare a părții de NV a Pacificului. Ele sînt astfel corelabile ca vîrstă cu liniatiile din zona Hawaii și din zona insulelor Phoenix, dar, după cum se vede din dispunerea lor (fig. 5.38), corelarea structurală este foarte dificilă. Acestea sînt însă chestiuni de detaliu privind evoluția paleotectonică a unei anumite regiuni.

Mai interesant pentru consecințele principale este aspectul pe care îl prezintă liniatiile din fața arcului Kurile-Alaska și care se termină brusc în dreptul fosei, care le retează. Locul exact al dispariției e variabil, dar predominant în dreptul axei fosei (Peter et al., 1970; Malahof și Erikson, 1969). O investigație cu gravimetre submerse a arătat că la o înălțime constantă de 80 m deasupra fundului, intensitatea magnetică scade de la variații de 1000 gamma pe panta externă a fosei, la 300 gamma deasupra axei fosei (Grow, 1971). Modelarea fenomenului a arătat că el se explică printr-o demagnetizare în proporție de 75%, care a fost pusă pe seama încălzirii crustei oceanice (Hilde și Raff, 1970; Malahoff, 1970). Explicația nu este corectă deoarece exact deasupra fosei se înregistrează minimul de flux termic și nu există nici un proces care să ducă la o încălzire a crustei. Este mai probabilă ipoteza că demagnetizarea se datorește stresului la care este supusă placa în fosă și care atinge la suprafața plăcii mai mulți kbari (Le Pichon et al., 1973).

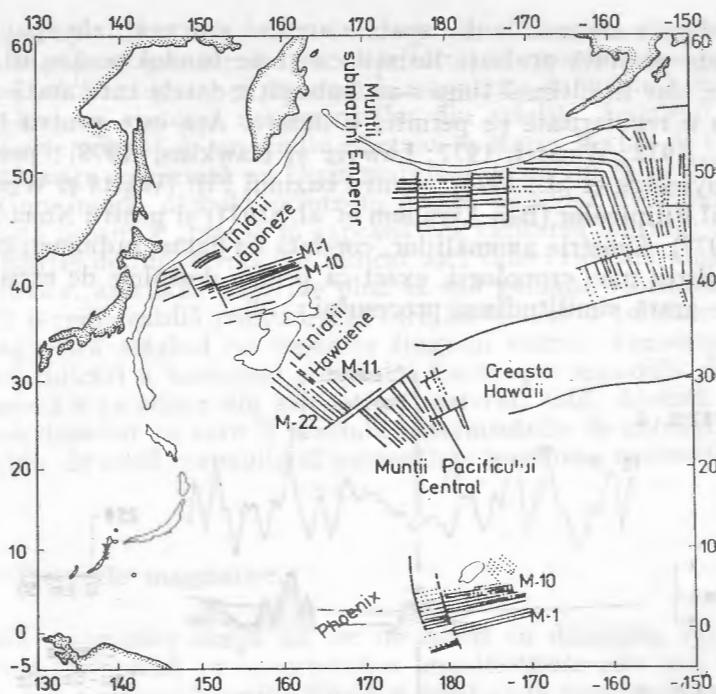


Fig. 5.38 — Liniatii de anomalii magnetice în Pacific (După Larson și Chase, 1972).

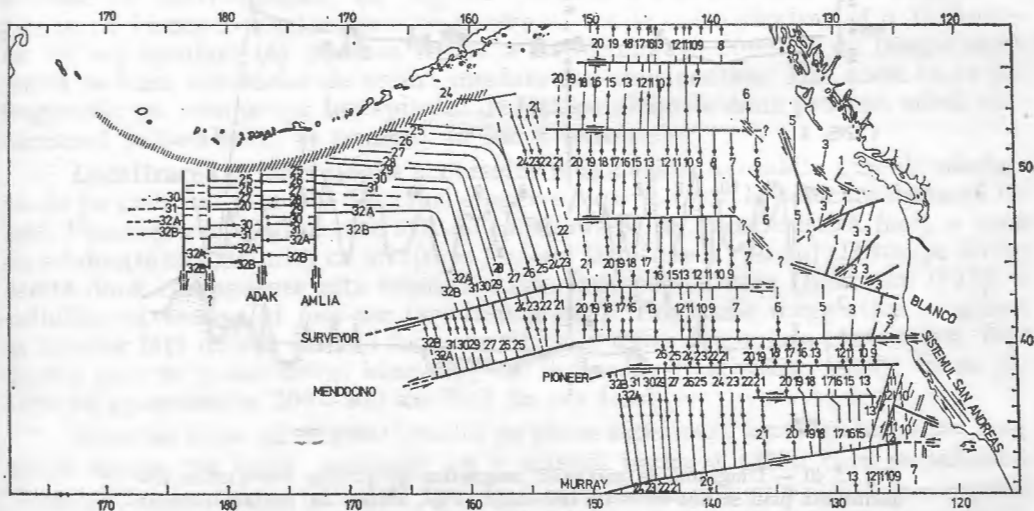


Fig. 5.39 — Liniatiile magnetice în fața arcului Aleutine. Se remarcă trunchierea lor bruscă în fosă (După Peter et al., 1970).

În ce privește anomaliile din spatele arcului vulcanic, ele apar în bazinele marginale unde prezintă aceleași liniatii ca și pe fundul oceanului. Multe din ele sînt difuze, dar în ultimul timp s-au îmbogățit datele care arată că în multe bazine ele au o regularitate ce permite o datare. Așa este pentru bazinul Lau (Sclater et al., 1972; Weissel, 1977; Lawyer și Hawkins, 1978); pentru bazinul Woodlark (Luyendyk et al., 1973); pentru bazinul Fiji (Watts și Weissel, 1977); pentru bazinul Filipinelor (Ben Avraham et al., 1971) și pentru Noua Scoție (Torney et al., 1977). Simetria anomaliilor, corelată cu datări radiometrice de vîrstă, a dus la stabilirea unei cronologii, exact ca pentru dorsalele de expansiune (fig. 5.40), ceea ce arată similitudinea procesului.

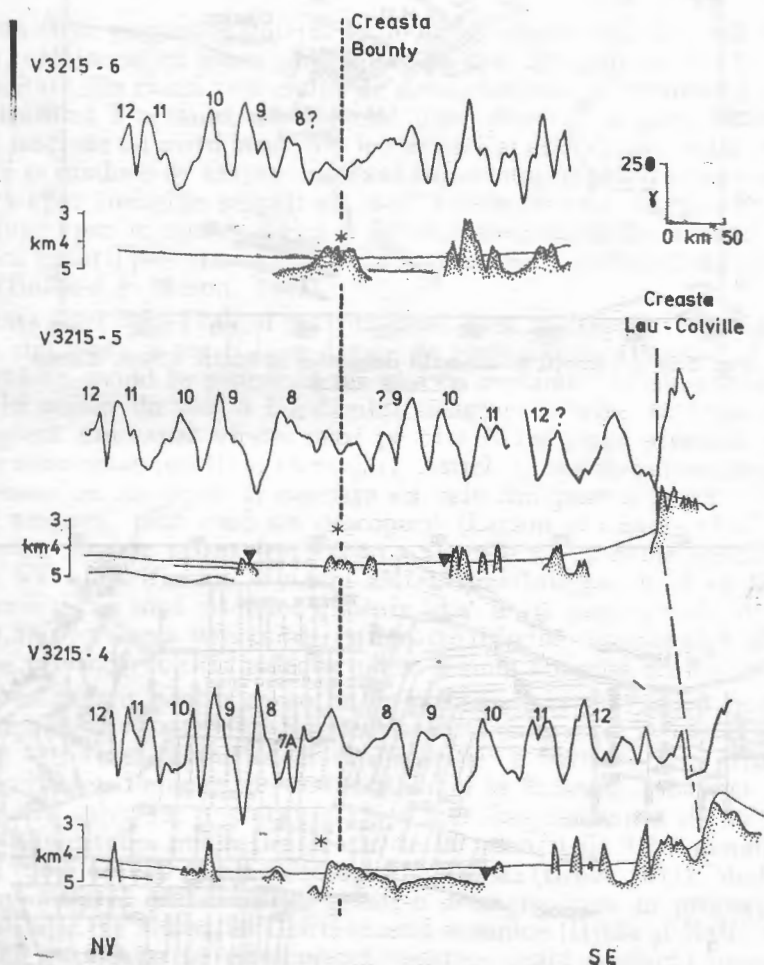


Fig. 5.40 — Diagrame de anomalii magnetice și profile topografice determinate prin seismo-reflecție în bazinul Fiji, situat în spatele arcului Lau-Colville. Se observă anomalii simetrice în raport cu un centru de expansiune, ceea ce dovedește existența expansiunilor secundare în bazinele marginale (După Watts și Weissel, 1977).

În afara anomaliilor magnetice de foarte mică lungime de undă, care reflectă condițiile paleomagnetice din perioada formării crustei oceanice, în ultimul timp au început să fie studiate și anomaliile magnetice de lungime mare de undă (de 100—150 km) cu ajutorul determinărilor din sateliți. Interesul unor astfel de măsurători este relevat de un studiu efectuat în Marea Bering de Cooper et al. (1977). Această mare reprezintă un bazin marginal de un tip deosebit deoarece nu este o formațiune nouă, născută printr-un proces secundar de expansiune, ci o bucată de crustă oceanică „prinsă în capcană” de ridicarea lanțului vulcanic din față. Determinările de flux termic au indicat aici valori ridicate pînă la 4 HFU, iar cele magnetice, anomalii negative pînă la 400 gamma. Izoliniile celor două hărți prezintă o remarcabilă coincidență, care arată însă o corelare inversă, intensitatea magnetică scăzînd cu creșterea fluxului termic. Fenomenul este pus pe seama unei ridicări a izotermei punctului Curie spre suprafață datorită unui curent de convecție ce aduce din astenosferă material cald. Această interpretare arată interesul deosebit pe care îl prezintă determinările de anomalii magnetice de mare lungime de undă, capabile să evidențieze fenomene neidentificabile prin alte metode.

7. Procesele magmatice.

Procesele magmatice ocupă un loc de seamă în dinamica zonelor de subducție ele fiind, împreună cu seismicitatea, manifestările cele mai evidente ale acestor zone. Ele reprezintă veriga finală a unui ciclu petrogenetic ce cuprinde următoarele etape: (1) formarea crustei oceanice în zonele de acrețiune; (2) metamorfismul parțial al produselor magmatice în serpentinite, șisturi verzi și amfibolite; (3) transportul lateral al crustei oceanice astfel constituită, prin expansiunea fundurilor oceanice și apoi subducerea ei în zonele de convergență de plăci; (4) metamorfozarea parțială în faciesul șisturilor albastre și transformarea crustei subduse în cuarț-eclogite; (5) topirea parțială a amfibolitelor și a cuarț-eclogitelor cu formarea unei magme ce generează rocile calco-alkaline și a tholeiitelor de arc insular; (6) punerea în loc a batolitelor în condiții de temperatură înaltă la baza sistemelor de arcuri insulare sau continentale. Din acest ciclu petrogenetic ne vom ocupa în capitolul de față cu ultimele două procese, adică vulcanismul calco-alkalin și punerea în loc a batolitelor.

Localizarea și morfologia proceselor magmatice. Actualele zone de subducție de pe glob sînt jalonate de arcuri eruptive care însoțesc la oarecare distanță fosele. Prezența eruptivului este atît de constantă și de caracteristică încît o zonă de subducție este definită ca un *sistem fosă-arc* (arc-trench system). Distanța dintre aceste două componente este semnificativă, fapt pentru care Dickinson (1973) a definit-o ca *intervalul fosă-arc* (arc-trench gap). Produsele magmatice se găsesc la interior față de axa fosei și încep brusc cu o mare acumulare cantitativă, fapt pentru care se poate defini bine un *front magmatic* (Sugimura, 1960). El se găsește la aproximativ 200—300 km față de axa fosei.

Debutul brusc al magmatismului pe placa superioară arată că formarea magmelor începe tot brusc dedesubt, cu o masivă topire a plăcii care se subduce. Volumul magmatitelor descrește apoi spre interior (uneori cu o rată exponențială) creînd o vădită asimetrie, comună tuturor zonelor de subducție (Suzuki, 1966). Această descreștere a vulcanismului poate fi pusă, fie pe seama distanței mai

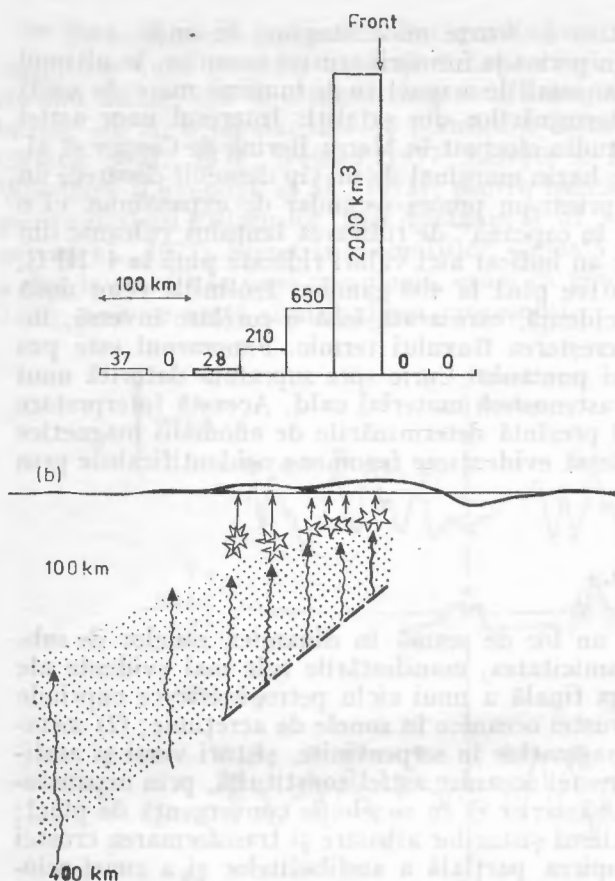


Fig. 5.41 — (a) Relația dintre volumul magmatitelor cuternare din parte de NE a arcului japonez; (b) Adîncimea de la care provine magma. Cu stelufe este notată „adîncimea critică” de unde în sus magma are viteză mare ascensională datorită echilibrării presiunii exterioare cu cea internă a magmei, regizată de volatili (După Sugimura și Uyeda, 1973).

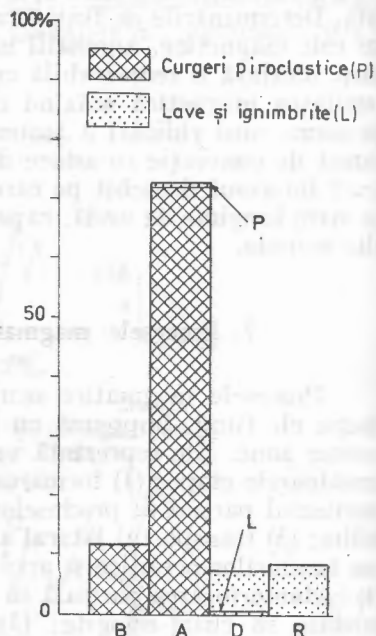


Fig. 5.42 — Histograma volumului vulcanitelor în Japonia pe tipuri de produse și de roci: B, bazalte; A, andezite; D, dacite; R, riolite (După Sugimura, 1968).

mari verticale pe care o are de parcurs magma pînă la suprafață, fie pe seama deshidratării plăcii care se subduce cu adîncimea, factor inhibitor al formării magmei.

După cum s-a amintit într-un capitol anterior, magmatismul zonelor de subducție este calco-alkalin. În cadrul lui se formează întreaga suită de roci eruptive, de la bazice la acide, în proporții diferite. În fig. 5.42 este prezentată histograma produselor vulcanice cuaternare din Japonia, diferențiate pe lave și piroclastite. Se constată în primul rînd dominarea netă a andezitelor, fapt pentru care magmatismul zonelor de subducție este denumit și magmatism andezitic, termen care nu trebuie să inducă însă în eroare și să se considere că andezitele sînt reprezentantele exclusive ale acestui tip de eruptivism. În al doilea rînd se observă că

în termenii intermediari bazici (andezite și bazalte) predomină lavele, în timp ce în cei acizi (riolite și dacite) predomină produsele piroclastice.

În marea majoritate, în zonele de subducție se găsesc strato-vulcani de mari dimensiuni, cu flancuri abrupte, în care alternează curgerile de lave cu produsele de explozie. Erupțiile lor sînt de tip exploziv (de la mediu la violent exploziv) avînd indicele de erupție peste 40*, ceea ce îi diferențiază de vulcanii zonelor de expansiune, ai rifturilor continentale și ai vulcanilor oceanici (de mijloc de vîrstă), care au indicele de explozie sub 30. În timpul erupțiilor sînt eliberate mari cantități de apă, iar emisia de mari volume de lavă produce colapsuri și formare de caldere.

Studiile seismice în zonele vulcanice au pus în evidență zone de umbră seismică la adîncimea de 50—100 km, ceea ce indică prezența unor zone de topitură, deci vetre magmatice. Înaintea unei mari erupții s-au putut înregistra, cu cîteva luni înainte, seisme provenind de la hipocentre din ce în ce mai superficiale, ceea ce a permis calcularea unei migrații a magmei cu o viteză de 1—2 km pe zi.

Spre deosebire de formele eruptive ale magmatismului calco-alkalin, în care predomină rocile intermediare, în masele intrusive domină rocile acide, granitele și granodioritele. Batolitele zonelor de subducție ocupă suprafețe de 10^4 — 10^5 km² și ele se găsesc la cîteva kilometri adîncime față de arcul vulcanic de suprafață. Diferența între chimismul dominant al intruziunilor față de cel al efuziunilor poate fi pusă pe seama vîscozității mult mai mari a magmei silicice ceea ce o face inaptă unei migrații spre suprafață, unde ajunge mult mai ușor magma intermediară.

Polaritatea petrografică a arcurilor eruptive. Între primele cercetări care au evidențiat o variație zonală petrografică a arcurilor eruptive se situează cele ale lui Rittmann (1953) asupra vulcanilor din Indonezia, în cadrul încercărilor de definire cantitativă a rocilor eruptive. Într-o primă încercare, el a stabilit un index ϕ (de la cuvîntul „Pacific”) în care era exprimat în procente de greutate, raportul dintre SiO_2 , Al_2O_3 și alcalii (K_2O și Na_2O). O valoare a lui ϕ de peste 55 indica o serie calcoalcalină (pacifică), iar o valoare sub 55 indica o serie alcalină (atlantică sau mediteraneană). Ulterior Rittmann (1960) a îmbunătățit formula creînd indexul sigma (de la cuvîntul suită) în care σ^{**} este o constantă pentru o anumită suită vulcanică. Operînd cu acest index asupra rocilor din diversele insule indoneziene, Rittmann a obținut rezultatele sintetizate în fig. 5.43 din care reiese că, în raport cu axa orogenică, caracterul alcalin al rocilor crește dinspre fosă spre „hinterland”.

O altă încercare de definire cantitativă a rocilor eruptive este cea a lui Sugimura (1959, 1960) care a stabilit următoarea relație:

$$\text{SiO}_2 = a + b(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$$

în care b s-a dovedit a fi o constantă, $b = 47$, iar a este o constantă specifică pentru fiecare vulcan în parte, valoarea lui crescînd odată cu variația magmei

* După Rittmann (1958), indicele de explozie este dat de formula:

$$E = \frac{\text{Cantitatea de material piroclastic}}{\text{Cantitatea totală de material erupt}} \times 100.$$

$$\sigma^{**} = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}.$$

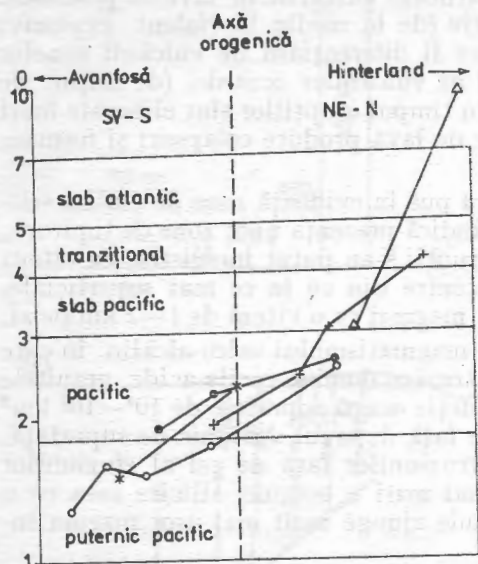


Fig. 5.43 — Creșterea caracterului alcalin al produselor magmatice dinspre exterior spre interior în arcul insular indonezian. Puncte pline, vulcanii din Sumatera; cercuri, vulcanii din Jawa de vest; cruci, vulcanii din Jawa centrală; steluțe, vulcanii din Jawa de est; triunghiuri, vulcanii din Flores (După Rittmann, 1960).

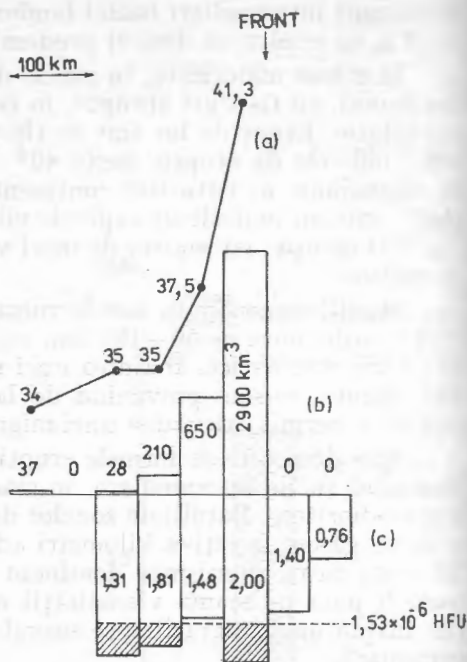


Fig. 5.44 — Caracteristicile vulcanologice ale arcului japonez în funcție de poziția geotectonică. Arcul vulcanic este împărțit în fișii de 50 km lărgime, paralele cu direcția și axate pe frontul vulcanic. (a) Media indexului pentru fiecare fișie; (b) Volumul materialului eruptiv; (c) Fluxul termic mediu în HFU pentru fiecare fișie. Valoarea $1,53 \times 10^{-6}$ HFU este media fluxului termic pe glob, porțiunile hașurate ale histogramei inferioare indicând cantitatea cu care este depășită (După Sugimura, 1968).

parentale de la bazalte alcaline la tholeiite. Pe această bază a este denumit indicele theta (θ) sau valoarea θ , dedusă din formula:

$$\theta = \text{SiO}_2 - 47 \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

în care SiO_2 este în procente de greutate, iar ceilalți termeni în proporții moleculare. Cu acest index Sugimura a dovedit că în arcurile insulare ale Japoniei există o variație spațială sistematică, de la valori ridicate (peste 41) pe latura „externă”, oceanică, la valori scăzute (34) pe latura „internă”, continentală, ceea ce arată creșterea alcalinității dinspre exterior spre interior. Faptul este evidențiat în diagrama din fig. 5.44 în care este pus în paralel, în raport cu frontul vulcanic, indicele θ și volumul de produse vulcanice.

Un alt model de zonare spațială a rocilor vulcanice este cel al lui Kuno (1959) care a separat, pe baza chimismului rocilor, trei tipuri de magme bazaltice parentale: o magmă tholeiitică, o magmă bazaltică puternic aluminoasă

(high-alumina basalt) și o magmă bazalt-olivin-alkalină. Deosebirea dintre ele este evidențiată de fig. 5.45. Toate trei pot produce, prin diferențiere, suita de roc bazalt-andezit-dacit-riolit. După Kuno cele trei serii au o distribuție spațială foarte clară, ca de exemplu în insulele japoneze, (fig. 1.36) precum și în alte arcuri insulare.

Am lăsat la sfârșit modelul propus de Jakes și White (1969, 1972), reluat apoi de Jakes și Gill (1970) și de Gill (1970), căci este cel pe care de a fi acceptat unanim. Pe baza cercetărilor geochimice autorii menționați au arătat că seria magmatică calco-alkalină poate fi împărțită în trei subserii, care, deși prezintă termeni intermediari de trecere, pot fi bine caracterizate. Aceste serii sînt: (1) seria tholeiitelor de arc, (2) seria calco-alkalină *sensu stricto* și (3) seria shoshonitică. Spațial cele trei serii se dispun zonat, dinspre frontul vulcanic spre interior, deci pe înclinarea plăcii care se subduce (fig. 5.46). Ele au putut fi urmărite atît în produsele extrusive sincrone, cît și în batolitele corespunzătoare. Fenomenul poartă numele de *polaritate compozițională* și el este unul din indicii geologici cei mai interesați pentru depistarea vechilor zone de subducție.

În linii mari polaritatea compozițională se manifestă în următoarele elemente: (1) Pentru un nivel dat de SiO_2 , conținutul în K_2O crește de la tholeiitele de arc spre shoshonite (fig. 5.47). (2) Odată cu creșterea în SiO_2 , conținutul în Al_2O_3 crește lent în tholeiitele de arc și puternic în shoshonite. (3) Pămînturile rare variază de la un conținut conform (flat pattern), în tholeiitele de arc, la unul cu îmbogățire puternică, în shoshonite (fig. 5.48). (4) Raportul $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ tinde să crească în aceeași ordine a seriilor. (5) Metalogeneza urmează și ea o polaritate, cu predominarea de Fe și Cu aproape de fosă, cu Ag, Pb și Zn într-o zonă intermediară și cu Sn și Mo în zona cea mai depărtată. Polaritatea metalogenetică va face obiectul unei discuții detaliate într-un capitol viitor.

Polaritatea compozițională a magmatitelor din zonele de subducție este pusă pe seama adîncimii tot mai mari de la care provin magmele. Faptul este confirmat de zonele de subducție cu înclinare foarte mare (de pildă în insulele Solomon) unde nu se mai observă o distribuție zonală în plan ci pe verticală, seria de tholeiite de arc apărînd la baza secțiunii (Jakes și White, 1972).

Cele trei subserii de roci calco-alkaline pot fi caracterizate pe scurt în modul următor după Condie, 1976):

1) *Subseria tholeiitelor de arc* are ca roci predominante tholeiitele de arc și andezitele de arc. Primele sînt asemănătoare tholeiitelor de rift alterate, prezentînd un conținut ridicat de Al_2O_3 , o îmbogățire în Fe, conținuturi scăzute în alcalii și un raport mare K/Rb . Conținutul în pămînturi rare este conform, iar raportul $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ este scăzut (0,702—0,704). Față de tholeiitele de rift proaspete tholeiitele de arc sînt mai bogate în Ba și mai sărace în Ni și Cr.

Andezitele de arc și rocile mai acide diferă de corespondentele din celelalte subserii prin următoarele caractere: au conținuturi scăzute în K_2O , Rb, Ba, Sr, U, Th și un raport Rb/Sr scăzut. Conținutul în CaO și raportul K/Rb ridicat, o distribuție conformă de pămînturi rare și un raport scăzut de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

2) *Subseria calco-alkalină propriu-zisă* are ca roci predominante andezite și dacite, și secundar riolite și tholeiite cu conținut ridicat în Al_2O_3 . Ea poate fi divizată la rîndul ei în două grupe, bogată și săracă în K, între care se găsesc însă termeni de tranziție. La același nivel de SiO_2 , grupul bogat în K este mai bogat în K_2O , Rb, Cs, Ba, Zr, U și Th și are raporturi mai ridicate de $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$,

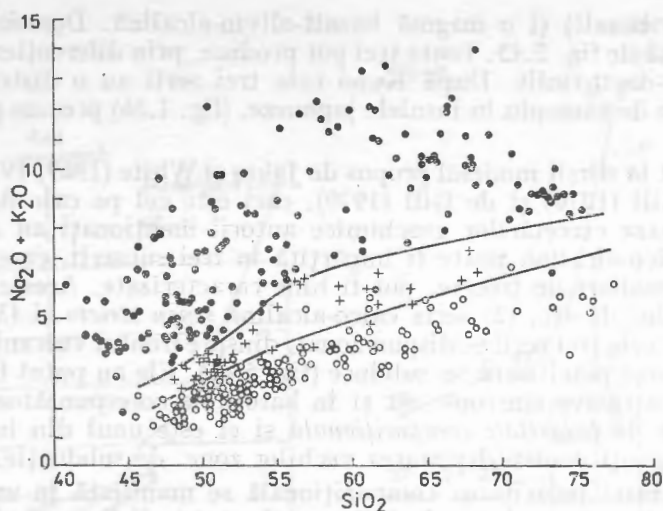


Fig. 5.45 — Seriile magmatice separate de Kuno pe baza raportului alcalii SiO_2 . Cercuri, seria tholeiitică (bazalte, andezite, dacite și riolite); cruci, seria bazaltelor puternic aluminoase (bazalte, andezite și dacite); puncte, seria alcalină (bazalte, mugearite, trahiandezite, trahite și riolite alcaline), (După Kuno, 1968).

(a)

timp		
timpuriu	mijlociu	târziu
Tholeiitic de arc insular		
	Calco-alcalin	Shoshonitic sau alcalin

(b)

distanța de fosă		
Tholeiitic	Calco-alcalin	Shoshonitic sau alcalin

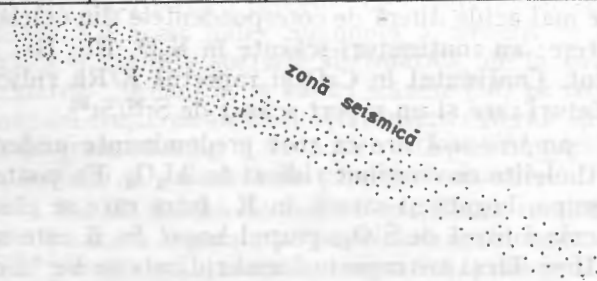


Fig. 5.46 — Polaritatea compozițională a seriilor magmatice în zonele de subducție: (a) în relațiile lor temporale; (b) în relațiile lor spațiale, în conformitate cu ideile lui Jakes, White și Gill (După Arculus și Johnson, 1978).

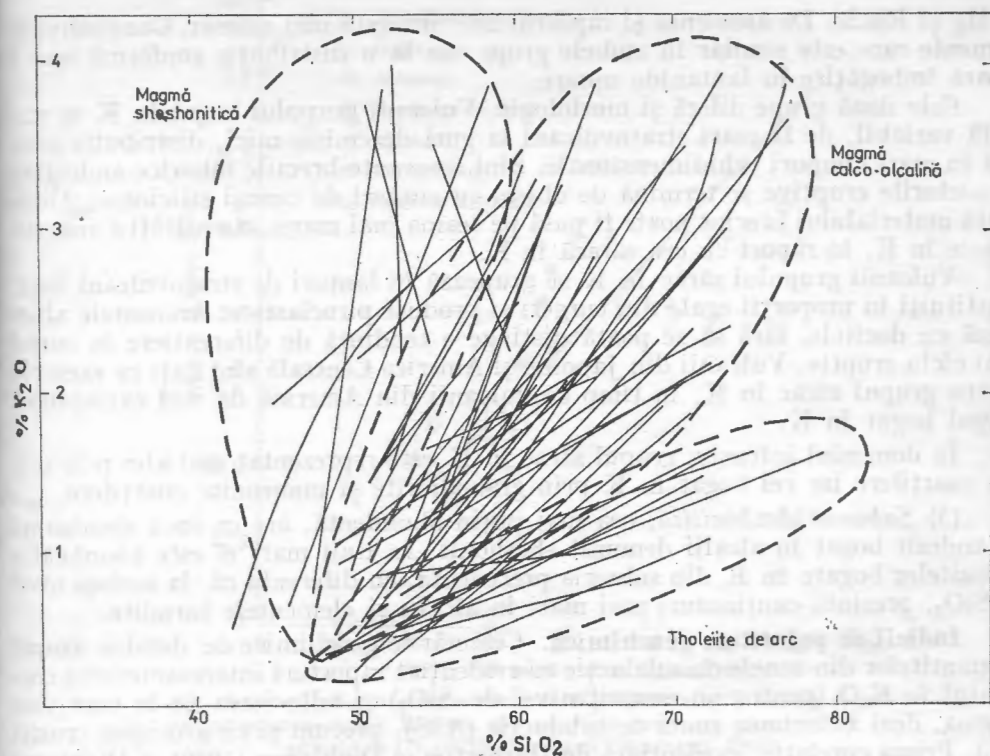


Fig. 5.47 — Diagrama de variație a magmelor din zonele de subducție în funcție de raportul $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$. Se observă separarea magmelor shoshonitică, calco-alkalină și tholeiitică de arc (După Condie, 1975).

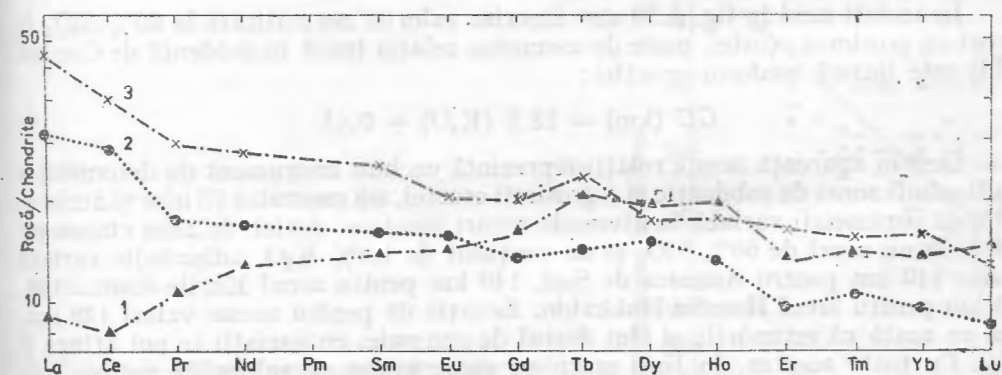


Fig. 5.48 — Variația conținutului în lantanide în: (1) andezite de arc; (2) andezite calco-alkaline sărace în K; (3) andezite calco-alkaline bogate în K și shoshonite. Valorile sînt normalizate după chondrite și reprezintă medii (După Condie, 1975).

Fe/Mg și Rb/Sr. De asemenea și raportul $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ este mai ridicat. Conținutul în elemente rare este similar în ambele grupe, de la o distribuție conformă spre o ușoară îmbogățire în lantanide ușoare.

Cele două grupe diferă și morfologic. Vulcanii grupului bogat în K se prezintă variabil, de la mari stratovulcani la guri de emisie mici, distribuite arbitrat în mari câmpuri echidimensionale. Sînt frecvente breiciile laharice andezitice iar ciclurile eruptive se termină de obicei cu curgeri de cenuși silicioase. Abundența materialului brecios poate fi pusă pe seama mai marei vîscozității a magmei bogate în K, în raport cu cea săracă în K.

Vulcanii grupului sărac în K se grupează în lanțuri de stratovulcani largi, constituiți în proporții egale din curgeri și produse piroclastice. Andezitele alternează cu dacitele, fără să se poată distinge o tendință de diferențiere în cursul unui ciclu eruptiv. Vulcanii din Japonia și America Centrală sînt dați ca exemplu pentru grupul sărac în K, în timp ce vulcanii din America de Sud exemplifică grupul bogat în K.

În domeniul intrusiv, grupul sărac în K este reprezentat mai ales prin diorite cuarțifere iar cel bogat în K prin granodiorite și monzonite cuarțifere.

(3) *Subseria shoshonitică*, cea mai puțin abundentă, are ca rocă dominantă un andezit bogat în alcalii denumit shoshonit. În linii mari el este asemănător andezitelor bogate în K din subseria precedentă, cu diferența că, la același nivel de SiO_2 , prezintă conținuturi mai mari în alcalii și elementele înrudite.

Indicii de polaritate geochimică. Cercetările geochimice de detaliu asupra magmatitelor din zonele de subducție au evidențiat raporturi interesante între conținutul în K_2O (pentru un anumit nivel de SiO_2) și adîncimea de la care vine magma, deci adîncimea zonei de subducție (AZS), precum și cu grosimea crustei (GC). Prima corelație, evidențiată de Hatherton și Dickinson (1969) și Dickinson (1970), este ilustrată de fig. 5.49 în care sînt înscrise conținuturile în K_2O a rocilor provenite din diferite zone de vulcanism tînăr la care se cunoaște adîncimea de proveniență a magmei. Valorile sînt normalizate pentru 60% SiO_2 . Se observă o bună corelare liniară la nivelul de confidență de 95% conform unei ecuații empirice:

$$\text{AZS (km)} = 89,3 (\text{K}_2\text{O}) - 14,3.$$

În același mod în fig. 5.50 sînt înscrise valorile normalizate la 60% SiO_2 în raport cu grosimea crustei, unde de asemenea relația (pusă în evidență de Condie, 1973) este liniară conform ecuației:

$$\text{GC (km)} = 18,2 (\text{K}_2\text{O}) + 0,45.$$

Deși în aparență aceste relații reprezintă un bun instrument de determinare a adîncimii zonei de subducție și a grosimii crustei, s-a constatat (Nielse și Stoiber, 1973) că parametrii variază în diversele arcuri insulare. Astfel, în zona circumpacifică, la un nivel de 60% SiO_2 și un conținut de 1,5% K_2O , adîncimile variază astfel: 110 km pentru America de Sud, 140 km pentru arcul Kurile-Kamciatka, 160 km pentru arcul Honshu-Hokkaido. Ecuația dată pentru aceste valori 120 km, ceea ce arată că estimările ei sînt destul de generale, cu variații ce pot atinge și 30%. Cu toate acestea, în linii mari, se poate spune că subseriile petrografice sînt legate în modul următor de grosimea crustei și adîncimea zonei de subducție: subseria tholeiitelor de arc ia naștere la adîncimi sub 150 km și traversează o crustă de cel mult 20 km grosime; subseria calco-alcalină ia naștere la adîncimi

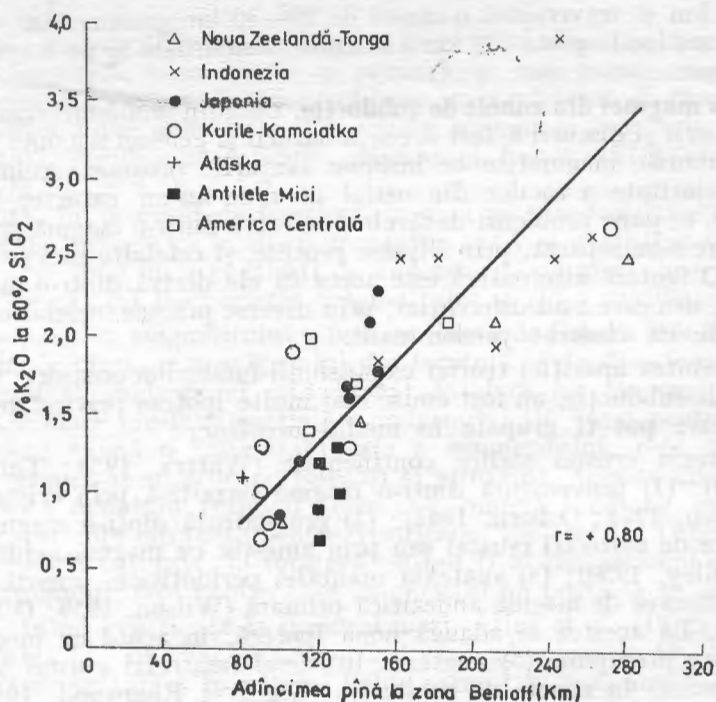


Fig. 5.49 — Variația conținutului de K_2O pentru 60% SiO_2 în raport cu adâncimea zonei Benioff. Se constată creșterea alcalinității cu adâncimea (După Hatherton și Dickinson, 1969).

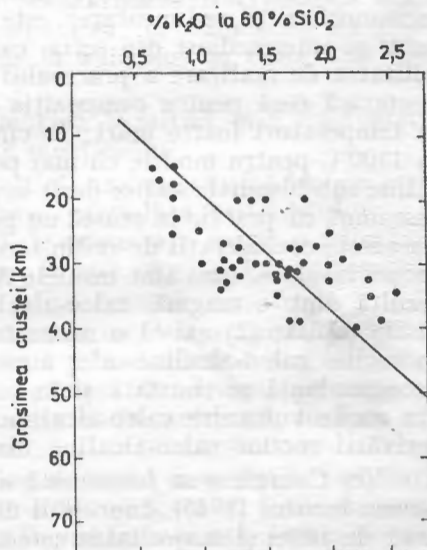


Fig. 5.50 — Variația conținutului de K_2O pentru 60% SiO_2 în raport cu grosimea crustei. Se constată creșterea alcalinității cu grosimea (După Condie, 1973).

de 100—200 km și traversează o crustă de 20—30 km grosime, iar subseria shoshonitică ia naștere la peste 250 km adâncime, dispunându-se pe o crustă de peste 30 km grosime.

Geneza magmei din zonele de subducție. Una din problemele care a suscitât numeroase teorii și discuții a fost aceea a naturii și genezei magmei ce a generat rocile din arcurile magmatice ce însoțesc lanțurile orogene. Având în vedere că marea majoritate a rocilor din astfel de zone au un caracter intermediar, sînt andezite, se pune problema dacă ele nu derivă dintr-o magmă primară andezitică din care s-au separat, prin diverse procese, și celelalte roci (riolite, dacite și bazalte). O ipoteză alternativă este aceea că ele derivă dintr-o magmă bazaltică primară, din care s-au diferențiat, prin diverse procese, celelalte roci, inclusiv andezitele ca element predominant.

Încă înaintea apariției teoriei expansiunii fundurilor oceanice, cu corolarul ei, procesul de subducție, au fost emise mai multe ipoteze privind geneza rocilor andezitice, care pot fi grupate în modul următor:

(1) anatexia crustei sialice continentale (Waters, 1955; Turner și Verhoogen, 1960); (2) proveniență dintr-o magmă bazaltică prin cristalizare fracționată (Bowen, 1928; Osborn, 1962); (3) proveniență dintr-o magmă bazaltică prin asimilare de material crustal sau prin amestec cu magmă acidă (Larsen et al., 1938; Tilley, 1950); (4) anatexia mantalei peridotitice, urmată de diferențiere, cu producerea de magmă andezitică primară (Wilson, 1959; O'Hara, 1965; Yoder, 1968). La acestea se adaugă noua ipoteză, în acord cu mecanismul de subducție, care presupune (5) anatexia litosferei (material crustal și de manta supraastenoterică) în zonele de subducție (Green și Ringwood, 1968; Dickinson, 1970; Condie, 1976).

Toate aceste mecanisme se bazează pe unele evidențe, putîndu-li-se aduce însă și numeroase obiecții. Să le examinăm pe scurt.

(1) *Anatexia crustei sialice continentale* ar putea reprezenta cel mai simplu mecanism pentru geneza andezitelor, avînd în vedere similitudinile de compoziție. Într-adevăr, compoziția medie a crustei sialice continentale (roci eruptive, metamorfice și sedimentare) este identică cu compoziția medie a termenilor acizi și intermediari din seria calco-alkalină. Wyllie (1971) a analizat posibilitatea de realizare a procesului plecînd de la un granodiorit (cea mai reprezentativă rocă pentru compoziția medie a crustei), constatînd că el se topește la temperaturi foarte mari: la circa 1000°C pentru condiții de apă în exces și la 1100°C pentru modele cu mai puțină apă. Cum astfel de temperaturi nu sînt atinse sub blocurile sialice decît la peste 100 km adâncime, deci dincolo de Moho, înseamnă că practic în crustă nu pot lua naștere magme cu caracter intermediar. La aceste considerații de ordin termodinamic se adaugă și alte obiecții: (1) există arcuri insulare, cum sînt insulele Aleutine și Kurile, în care produsele vulcanice rezultă dintr-o magmă calco-alkalină, deși nu există aici crustă sialică care să fie topită; (2) există o neconcordanță între concentrația în elemente minore în rocile calco-alkaline ale arcurilor insulare și cele din crustă; (3) aceeași neconcordanță se constată și în ce privește conținutul în izotopii de Sr și Pb din rocile vulcanice calco-alkaline. Toate aceste argumente pledează împotriva derivării rocilor calco-alkaline din crustă prin topirea acesteia.

(2) *Cristalizarea fracționată a magmei bazaltice* reprezintă, începînd de la Bowen încoace (1928), conceptul de bază al petrologiei magmatice, pe care s-au axat de altfel și majoritatea cercetărilor experimentale. Deși Bowen și-a con-

centrat atenția asupra derivării termenilor acizi și alcalini (riolite, trahite etc.) din magma bazaltică, considerată ca primară, și mai puțin asupra derivării andezitelor, există câteva indicații geochimice care pledează în favoarea acestei filiațiuni. Astfel între andezitele din zonele orogene și bazaltele asociate lor există raporturi similare de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Hedge și Lewis, 1971) sau de $0^{18}/0^{16}$ (Dickinson, 1970).

În esență, în procesul de fracționare a unei magme bazaltice trebuie găsit un mecanism de îmbogățire în silice, mecanism activ și persistent care să poată duce la formarea unei mari cantități de andezite. Două mecanisme au fost propuse în acest sens: (a) fracționarea magnetitului și (b) a amfibolului.

(a) Fracționarea magnetitului a fost susținută de Osborn (1962) care pleacă de la variația de presiune a oxigenului din topitură. Prin disocierea apei încorporată în topitură, hidrogenul este difuzat în afară iar oxigenul îmbogățește topitura. La o mare presiune parțială a oxigenului (10^{-7} atm pentru o presiune totală de 1 atm) există o mare stabilitate a magnetitului, ceea ce face ca el să precipite primul, și nu silicații (olivină și piroxeni). Aceasta duce la o îmbogățire în silice a lichidului rezidual, ceea ce-i conferă tendința calco-alcalină. Numeroase experiențe efectuate pentru verificarea ipotezei lui Osborn au arătat însă că în condiții naturale, în topitură nu pot fi atinse presiuni parțiale suficiente ale oxigenului, fapt pentru care magnetitul nu poate să se separe primul.

(b) Efectuând experiențe la presiuni mari, Allen et al. (1972) au constatat că în intervalul 12–20 kbar (corespunzând unei adâncimi de 40–65 km), apar la limita de temperatură a bazaltului lichid saturat în apă, amfiboli cu un conținut scăzut în SiO_2 (sub 44%). Prin precipitarea unor astfel de amfiboli „sub-silicioși” lichidul rezidual se îmbogățește în silice ceea ce duce la o tendință calco-alcalină. Există deocamdată prea puține date experimentale care să ateste dacă precipitarea timpurie a unor astfel de silicați poate duce la formarea unei magme andezitice, dar pe aceeași linie au mai fost propuse și alte modele. Astfel, Eggler și Burnham (1973) au arătat că andezitele și membrii mai acizi ai seriei calco-alcaline pot fi generați prin cristalizarea fracționată a unei magme tholeiitice puternic aluminoase prin separarea, la adâncimea de 35–100 km, a amfibolilor și clinopiroxenilor, iar la adâncimi de peste 100 km a granaților și clinopiroxenilor.

Împotriva derivării andezitelor dintr-o magmă bazaltică prin fracționare au fost aduse numeroase obiecții, dintre care menționăm:

(1) Pentru ca să ia naștere o magmă bazaltică, trebuie să aibă loc un proces de topire a unei roci preexistente, fie topirea parțială a peridotitului, sau topirea integrală a unei roci bazice. Un astfel de proces are loc la o adâncime de 15–35 km, deci mult mai sus decât adâncimea la care ar putea începe procesul de fracționare.

(2) Elemente ca Ni, Cr, Co și V prezintă concentrații similare în andezite și în bazalte puternic aluminoase. Or, dacă primele derivă din celelalte, în procesul de fracționare ar trebui ca prin separarea de olivină, piroxeni și amfiboli, o mare parte din elementele menționate să fie antrenate în faza solidă, iar andezitele să fie mult sărăcite în ele.

(3) Prin fracționarea unei magme bazaltice ar trebui ca topitura reziduală să fie mult îmbogățită în alcalii iar raporturile K/Rb și K/Ca să fie crescute în faza lichidă, deci în andezitele formate din ea. Or, nu se constată astfel de diferențieri între bazalte și andezite.

(4) Pentru producerea membrilor celor mai acizi ai seriei calco-alkaline prin fracționarea continuă a andezitelor, ar trebui ca să se separe în mare cantitate plagioclazii. Or, Eu-anomaliile, test sensibil la variațiile plagioclazilor, nu indică o astfel de separare.

Din cele de mai sus rezultă că mecanismul de fracționare a unei magme bazaltice nu este adecvat pentru explicarea formării andezitelor și a seriei calco-alkaline în general.

(3) *Asimilarea și amestecul de magme* sînt două procese care au fost invocate adesea pentru explicarea andezitelor. Este simplu de presupus că o magmă bazaltică, urcînd spre suprafață, poate topi și asimila porțiuni din crusta continentală, ceea ce duce la o îmbogățire în siliciu și deci la erupția unor termeni mai acizi, respectiv andezite, apoi dacite și riolite. Un astfel de mecanism, simplu și convingător la prima vedere, întîmpină dificultăți deja în domeniul conținutului în elemente majore. Astfel un amestec de magmă tholeiitică cu o rocă ce reprezintă media pentru crusta sialică ar trebui să genereze andezite și dacite de două ori mai bogate în alcalii decît se observă în realitate.

În domeniul elementelor minore, discrepanțele sînt mai flagrante. Astfel, dacă am admite o contaminare a magmei bazaltice cu material crustal ar trebui să existe un conținut ridicat în Sr^{87} , element radioactiv specific crustei. Or, ocile din seria calco-alkalină circum-pacifice nu arată o creștere a raportului $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Dickinson, 1970). Mai caracteristic este conținutul în Pb, care ar trebui să fie cu mult mai mare în andezite rezultate dintr-o asimilare parțială de crustă continentală (Doe et al., 1969). Taylor (1969) a calculat concentrația teoretică pentru un amestec de 50:50 granit și bazalt și de 60:40 granodiorit și bazalt în elemente rare (Rb, Cs, La, Ce, Th, U, Ni, Sn și Li) ajungînd la concluzia că andezitele au conținuturi cu cel puțin doi factori mai scăzute decît acest amestec teoretic.

În sfîrșit, în afara argumentelor de ordin geochimic, este un altul, amintit de altfel și la ipoteza anatexiei crustei continentale. Andezite apar și în zonele în care nu există crustă continentală, și deci nu există posibilitatea unei contaminări. Aceasta trebuie exclusă, pentru majoritatea cazurilor, din mecanismul de geneză al seriei calco-alkaline, și în special al andezitelor.

(4) *Anatexia peridotitului de manta* este un concept relativ nou (Poldervaart, 1955, Wilson, 1959) și doar începînd din 1950 au început să apară rezultate experimentale care să-l fundamenteze. În esență este vorba de posibilitatea ca prin topirea parțială a unui peridotit să se obțină un lichid de tip andezitic (cuart normativ). Astfel O'Hara (1965) a arătat că într-un lichid saturat în vapori în care coexistă forsterit, spinel și doi piroxeni (adică un model de manta) există cuarț normativ, el putînd fi echivalat cu o magmă andezitică. În 1968, Kushiro și colaboratorii săi au descoperit experimental că un lichid bogat în silice (cuart normativ) poate să coexiste cu forsterit și enstatit, de unde concluzia că dintr-o topire parțială a unui peridotit poate să rezulte, în prezența apei, un lichid saturat în silice. Pe de altă parte, Yoder (1971), bazîndu-se pe experiențele efectuate cu un amestec de diopsid, spinel și apă la 10 kbar, a ajuns la concluzia că în lichidul obținut, în care coexistă olivină, doi piroxeni și spinel, este cuarț normativ, de unde concluzia că dintr-o asociație mineralogică de manta poate să rezulte o magmă calco-alkalină care să genereze andezite. Ulterior, experiențe efectuate de Nicholls și Ringwood (1972), Mysen și Boetscher (1972) și alții au confirmat aceste date, accentuînd rolul ce revine presiunii parțiale a oxigenului, fapt care fixează, im-

preună cu curba de temperatură, adâncimea la care poate avea loc procesul și care este mai puțin de 60 km.

Principala obiecție care se poate aduce mecanismului de formare a unei magme andezitice prin topirea parțială a rocilor de manta este tocmai limitarea adâncimii, deoarece, după cum s-a arătat mai înainte, seria completă calco-alkalină, de la tholeiitele de arc la shoshonite, are loc pe un larg interval de adâncime, de la 60 la 250 km adâncime, deci mult peste cei maximum 60 km admiși de diferitele scheme prezentate mai sus (Ringwood, 1977).

(5) *Anatexia litosferei în zonele de subducție* este ultima dintre ipotezele propuse pentru explicarea magmatismului din arcurile insulare, care întrunește actualmente cele mai multe sufragii și este cea mai în acord cu datele experimentale, geofizice și tectonice. Avînd în vedere caracterul ei sintetic și faptul că derivă direct din mecanismele tectonicii globale, vom insista mai mult asupra ei.

Pentru a se explica geneza și polaritatea magmelor ce generează seriile de roci din zonele de subducție, sînt de luat în considerare două procese; cel care duce la formarea topiturii, prin fuziunea plăcii care coboară în astenosferă, și cel care duce la diferențierea și consolidarea rocilor rezultate din topitură.

O primă problemă care trebuie analizată privește natura materialului care ajunge să se topească, adică natura petrografică și chimică a plăcii care se subduce. Aceasta cuprinde litosfera generată în rifturi, avînd deci în esență o compoziție tholeiitică. O parte din tholeiite sînt proaspete, altele au suferit transformări multiple, în special alterări hidrotermale ce au dus la formare de clorit, zeoliți și minerale argiloase. În unele cazuri ele au suferit un metamorfism care a generat șisturi verzi și amfibolite. Deasupra stratului bazaltic se găsește un strat subțire sedimentar format din componenți terigeni, cu un mare conținut în apă și elemente cum ar fi CO_2 , S și Cl, care formează un fluid ce umple porii, precum și minerale ca zeoliți, sulfuri și minerale argiloase. Sub stratul bazaltic se găsesc roci bazice (gabbrouri placate și cumulate) și roci ultrabazice (lherzolite, harzburgite etc.), parțial transformate în serpentinite.

După cum se vede, caracterul dominant al acestui ansamblu de roci ce vine să se subducă este marea lui heterogenitate, fără să existe un echilibru între componenți, și cu atît mai puțin între ei și mantaua în care plonjează. Prin subducție trebuie de aceea să aibă loc modificări ce tind să stabilească un echilibru chimic și termic, ca răspuns la creșterea continuă a presiunii și temperaturii cu adâncimea. În acest proces de echilibrare un rol important revine redistribuirii elementelor volatile, ușor fuzibile, și a apei.

În esență, în timpul coborîrii plăcii au loc următoarele procese fizice și chimice: (1) Apa din porii rocilor care sînt subduse este eliminată încă în primele faze de compresiune și ea este împinsă în sus, reacționînd cu rocile bazice și ultrabazice din însăși placa care se subduce și cu cele din porțiunea de manta supraiacentă în care coboară placa. În felul acesta iau naștere minerale noi ca amfiboli, miche, clorit, talc, serpentină etc. (2) Prin creșterea presiunii și temperaturii, mineralele hidratate sînt distruse la adâncimi variabile în următoarea ordine: hornblendă, muscovit, serpentin, talc, flogopit, ele generînd noi cantități de apă care favorizează fuziunea materialului constituent al plăcii, generînd o magmă silicioasă de tip andezitic. (3) Magma formată la adâncimi variabile, în lungul plăcii care se subduce, are tendințe ascensionale, ea consolidîndu-se pe parcurs, generînd batolite acide și intermediare, sau se acumulează într-o vatră magmatică din care

răzbate la suprafață unde edifică aparate vulcanice constituite din întreaga suită de roci calco-alkaline, de la riolite la bazalte, cu predominarea andezitelor. Să examinăm mai îndeaproape aceste procese, în funcție de condițiile de presiune și temperatură pe care le întâlnește placa care se subduce.

Pentru a stabili adâncimea la care are loc deshidratarea mineralelor hidratate trebuie luate în considerație izotermele din placa care se subduce. În figura 5.51 sînt reprezentate (după Wyllie, 1973) două secțiuni printr-o placă care se subduce în care sînt trecute limitele pînă la care pot fi transportate cîteva minerale caracteristice. Fig. 5.51 (a) este în acord cu izotermele date de Griggs (fig. 5.51 d), iar fig. 5.51 (b) cu cele date de Toksöz et al. Se observă că mineralele hidratate, probabil abundente în crusta oceanică, nu pot depăși 100 km adâncime, caracteristică fiind mai ales soarta hornblendei, care, prin distrugere, duce la transformarea amfibolitelor din crustă în eclogit. După cum a arătat însă Fyfe și McBirney (1975), reacțiile de deshidratare sînt endoterme, ceea ce face ca temperatura în placă să scadă, și ca atare intervalul de deshidratare să fie împins mai jos cu circa 100 km pe înclinarea plăcii. Serpentina poate atinge o adâncime de 100 km, iar talcul de 120 km pe marginea plăcii, dar în interiorul ei 150, respectiv 180 km. O parte din apa rezultată poate fi încorporată flogopitului, dar și acesta este distrus, la adâncimea de 80 km la suprafața plăcii și la 350 km în centrul ei (variante a), sau la 180 la suprafața și la 250 km în centru (variante b). Cantitatea de apă transportată în jos este dependentă de conținutul în potasiu al rocilor căci, pentru fiecare atom de potasiu al flogopitului corespunde un atom de apă. Acest fapt a făcut pe Fyfe și McBirney să distingă două zone de deshidratare caracteristice, una de suprafață în care amfibolul, muscovitul, talcul și serpentina devin instabile și în care apa rezultată are un pronunțat conținut în sodiu (potasiul fiind reținut în flogopit), și o zonă profundă, de distrugere a flogopitului, în care apa eliberată are un conținut mai ridicat în potasiu.

Discuția de mai sus a avut ca scop să arate că apa este prezentă pînă la mari adâncimi în placa care se subduce, ea provenind mai ales din reacțiile de deshidratare, la care se adaugă apa interstițială din rocile constitutive ale plăcii. Prezența apei este hotărîtoare căci determină procesele de topire, știut fiind că în condiții anhidre majoritatea rocilor au punctul de fuziune la temperaturi mai ridicate.

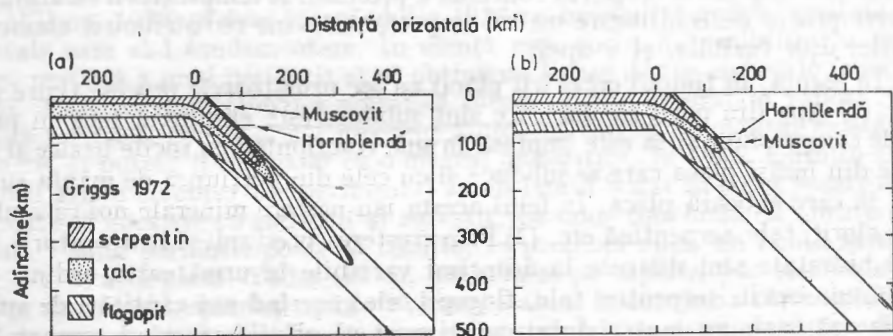


Fig. 5.51 — Secțiuni schematice printr-o placă subdusă cu indicarea adâncimii maxime la care pot ajunge anumite minerale. (a) Conform modelului termic al lui Griggs din fig. 5.15 d; (b) Conform modelului termic Toksöz et al. din fig. 5.17 (După Wyllie, 1973).

Problema care se pune este ce anume se topește. Există în această privință două posibilități: (a) apa provenită din deshidratare urcă la verticală și depășind placa care se subduce pătrunde în mantaua înconjurătoare, mai caldă, determinând topirea ei. Materialul parental va fi deci un material de manta; (b) apa determină însăși topirea plăcii din care a luat naștere, topitura trecând, fără modificări notabile, spre suprafață, prin mantaua supraiacentă.

(a) Prima variantă ne duce de fapt la cazul 4 discutat anterior, anatexia peridotitului de manta, cu diferența că mecanismul de bază este pus pe seama subducției. Pe această linie, Green (1973) pornește procesul din ipoteticul pirolit, care, la o topire de 30% în condiții de suprasaturare în apă și la presiuni de 17–20 kbar, poate genera o magmă cuarț-tholeiitică ce poate fi o sursă pentru seria calco-alkalină. Kushiro (1973), plecând de la experiențe efectuate pe incluziuni de spinel-lherzolite din Salt Lake Crater, Hawaii, a ajuns la concluzia că printr-o topire parțială, în prezența apei, și în condiții variate de presiune, pot lua naștere magme tholeiitice, bazaltice alcaline și calco-alkaline-andezitice. Dar, cercetările mai noi au dovedit dificultățile de ordin geochimic pe care le ridică aceste interpretări, conținutul în elemente minore și raporturile izotopice fiind diferite în rocile de manta și rocile seriei calco-alkaline din arcurile insulare.

În plus, există o obiecție de ordin principal care se poate aduce unui atare mecanism. Presupunând că apa provenită din placa care se subduce determină topirea materialului de manta supraiacent, acesta, fiind omogen pe grosimea luată în considerare, ar trebui să genereze magme omogene, deci fără o variație, fără o polaritate dinspre ocean spre arcul insular sau spre continent, ceea ce nu corespunde realității. Toate acestea sînt contraargumente pentru o anatexie exclusivă a materialului de manta și nu rămîne decît să acceptăm faptul că ceea ce se topește este însăși placa care se subduce. •

(b) Procesul de topire a plăcii care se subduce trebuie privit ca un mecanism dinamic, în cadrul căruia au loc neîncetat modificări impuse de creșterea presiunii și temperaturii, de modificările de fază mineralogică și de reacțiile determinate de eliberarea și consumarea apei generate de aceste procese. În acest sens, modelul cel mai bun pare a fi cel elaborat de Fitton (1971), de Boettcher (1973) și de Condie (1976), ultimul servindu-ne ca bază de prezentare. De subliniat că el nu este exclusivist ci reține elemente utile și din celelalte mecanisme de generare a seriei calco-alkaline (asimilare, anatexie de manta, cristalizare fracționată). Modelul separă trei zone de adîncime, limitele plasîndu-se pe la 80 și 150 km adîncime.

(I). La adîncimea de circa 80–100 km, distribuția izotermelor arată că temperatura este aproape de punctul de topire a bazaltelor anhidre. La această adîncime are loc, din cauza condițiilor de T și P , distrugerea majorității mineralelor hidroxilate (în special muscovit, amfiboli, talc), ceea ce determină o puternică eliberare de apă, ce duce imediat la o fuziune masivă a bazaltelor din placa care se subduce. Acest fapt explică marele volum de roci ce definește frontul vulcanic. Rocile dominante aici sînt tholeiitele de arc și andezitele de arc. Primele sînt foarte asemănătoare cu tholeiitele de rift alterate, mai ales în ce privește conținutul în elemente rare și compoziție izotopică. În unele arcuri vulcanice recente și actuale se constată totuși unele diferențe în ce privește izotopii de Sr și Pb. Aceste variații sînt puse pentru Antilele Mici și Noua Zeelandă pe seama participării, pînă la 10%, a materialului sedimentar de pe placă (Armstrong și Cooper, 1971). În altele contribuția materialului sedimentar este considerată a fi mult mai scăzută, ca în Munții Cascadelor, unde nu atinge decît 2% (Church, 1973).

În ce privește prezența andezitelor de arc, ele nu pot fi explicate decât recur-
gînd la una din ipotezele menționate anterior pentru astfel de magme. Se poate
astfel invoca o cristalizare fracționată (separarea amfibolilor și a clinopiroxenilor)
sau, mai bine, topirea parțială a peridotitelor din mantaua de deasupra plăcii
care se subduce. În condițiile de la această adîncime (circa 650°C și 30 kb) apa

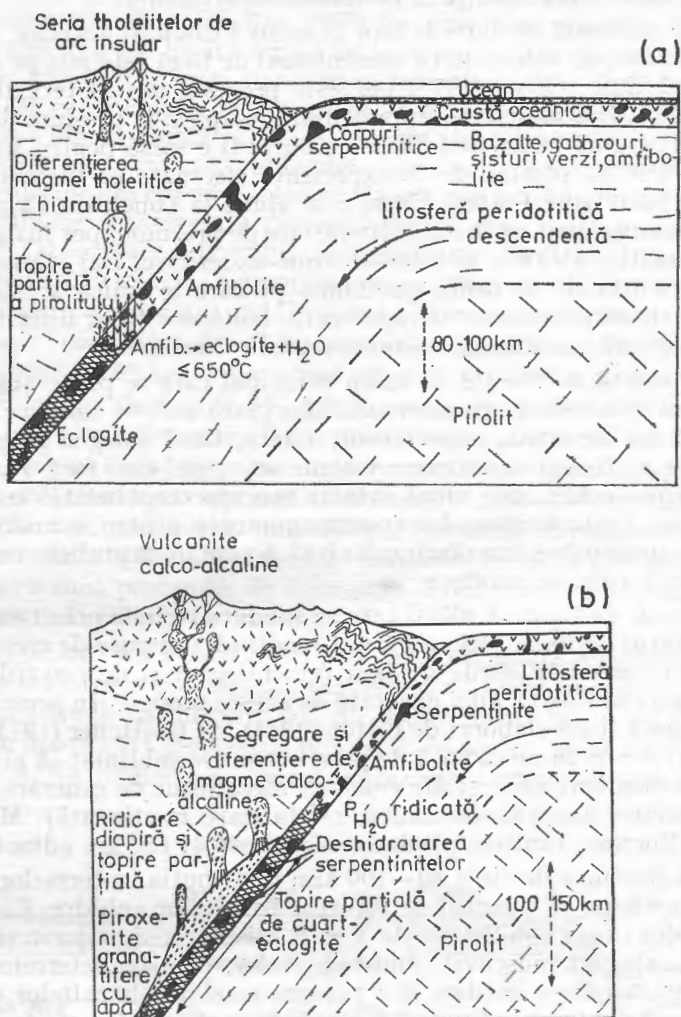


Fig. 5.52 — Două faze în evoluția petrogenetică a unei zone de subducție de tip arc insular. (a) Faza timpurie în care are loc deshidratarea amfibolilor din crusta oceanică, introducerea de apă în mantaua supraiacentă plăcii care se subduce și formarea unei magme de tholeiite de arc; (b) Fază târzie cînd are loc deshidratarea serpentinei și parțial a eclogitului cu generarea unor corpuri de piroxenite olivinice care, prin ridicare diapiră, generează magme de tip calco-alkalin (După Nichols și Ringwood, 1973).

este în stare supracritică și ea are o mare putere de dizolvare, putînd conține pînă la 10% silice, ceea ce explică caracterul mai acid al produselor rezultate. În fig. 5.52 procesul ce are loc la această adîncime este ilustrat după Nicholls și Ringwood (1973), care adoptă ideea topirii parțiale a materialului de manta (pirolitul) de deasupra plăcii care se subduce.

(II). În intervalul 100—150 km reacțiile care au loc sînt diferite, în primul rînd prin faptul că la 100 km tot ce a fost bazalt, gabbrou sau amfibolit a fost transformat în cuarț-eclogit. Acum are loc deshidratarea serpentinitului, care produce o cantitate mai mică de apă (așa se explică diminuarea cantității de produse vulcanice), dar suficientă pentru a determina topirea parțială a cuarț-eclogitului din placa care se subduce. Presiunea ridicată a vaporilor de apă determină o dizolvare puternică a cuarțului, de unde caracterul mai acid al magmei rezultate, care generează astfel andezitele. Acolo unde are loc o acumulare locală mai puternică de apă efectul este mai intens și iau naștere dacite și riolite. Topirea mai redusă care are loc în acest interval de adîncime determină o îmbogățire mai mare în alcalii și în elemente rare, iar echilibrul topiturii cu granații reziduali produc o îmbogățire relativă în lantanide ușoare. După cum am amintit în prezentarea subseriilor calco-alkaline, subseria calco-alkalină propriu-zisă poate fi divizată în două grupe, săracă și bogată în K. Cantitatea de K este controlată, după Fyfe și McBri-ney (1975), de către distrugerea flogopitului, care are loc în acest interval de adîncime. O altă posibilitate este ca andezitele bogate în K să fie cauzate de o topire parțială a crustei în timpul ascensiunii topiturii spre suprafață, prin formarea unor diapire de manta începînd de la suprafața plăcii care se subduce. Raportul mai ridicat Sr^{87}/Sr^{86} în andezitele de acest tip pledează pentru o contaminare crustală.

Un rol important în generarea magmei andezitice este atribuit și de Ringwood (1977) diapirelor formate în mantaua de deasupra plăcii care se subduce. El consideră că topitura care ia naștere în placa subdusă reacționează cu materialul de deasupra (fie el pirolit sau peridotit) unde duce la transformarea olivinei în piroxen și la formarea unui piroxenit olivinic. Acesta va prezenta o îmbogățire în elemente rare, aduse din crusta oceanică topită, iar prin topire va da naștere unei magme cu un raport K/Na ridicat și o mare abundență în elemente incompatibile. Prin fracționare (separarea olivinei și a amfibolilor la adîncime mai mare și a piroxenilor și a plagioclazului la adîncime mai mică) se va segrega și diferenția o magmă calco-alkalină, capabilă să genereze întreaga suită de roci ale seriei, în special andezite. Mecanismul imaginat de Ringwood este ilustrat în fig. 5.52 (b). Formarea magmelor calco-alkaline în două etape a fost adoptată și de Kay (1977) pentru bazaltele din Aleutine.

(III). La peste 150 km adîncime cea mai mare parte a apei din placa subdusă s-a pierdut, de unde și diminuarea topiturii și a erupțiilor consecutive. Mica cantitate de topitură produce acum o magmă shoshonitică, foarte îmbogățită în alcalii. De fapt este vorba de andezite bogate în alcalii, foarte asemănătoare cu andezitele bogate în K din subgrupa calco-alkalină, față de care prezintă o trecere gradată. Formarea lor se datorește doar unei accentuări a condițiilor anterioare, respectiv o diminuare a topiturii și ca urmare o creștere a alcalinității.

Cu aceasta placa care se subduce își încheie funcția magmatogenetică și se termină vulcanismul și plutonismul zonelor de subducție. Placa nu își pierde însă identitatea deoarece ea mai reprezintă un corp străin termic pătruns în astenosferă și va dăinui pînă la pierderea identității termice. În ce privește natura sa

petrografică, Ringwood (1977) face o discuție extrem de interesantă. Din cauza transformărilor prin care a trecut, placa, inițial o crustă oceanică mafică, a fost sărăcită în elemente ușor fuzibile și în elemente incompatibile. Ea s-a transformat în doi componenți puternic refractari, eclogit și peridotit, care ambii au o temperatură de topire mai ridicată decât a pirolitului. Din această cauză se pare că nu există nici o posibilitate de reamestec a acestui material cu cel din astenosferă, la nici o scară. Pentru refacerea unui material pirolitic omogen ar fi necesară reintroducerea elementelor ușor fuzibile și a celor incompatibile, dar pentru moment nu există nici o teorie care să ia în considerare un atare mecanism. Înseamnă că mantua este continuu diferențiată în mod ireversibil, în doi componenți: (1) crusta continentală, în care se cumulează, prin magmatismul orogenic (de subducție) materialul extras din manta începând din zonele de expansiune și (2) materialul subdus refractar, eclogitic și peridotitic, ce nu mai poate fi reciclat. Ringwood (1975) consideră că poate 30 până la 60% din întreaga manta a trecut deja printr-un atare proces de diferențiere ireversibilă.

În concluzie, magmatismul zonelor de subducție se datorește topirii progresive a crustei oceanice ce formează placa care se subduce. Mecanismul este complex și în cadrul lui pot fi identificate mai multe procese dintre care cele mai importante sînt: (1) deshidratarea treptată a plăcii prin distrugerea mineralelor hidroxilate (amfibol-serpentin-flogopit); (2) diminuarea treptată a topirii cu adîncimea din cauza diminurării cantității de apă disponibilă; (3) topirea parțială a materialului de manta supraiacent plăcii care se subduce și formarea unor diapire de manta; (4) contaminarea crescîndă cu material crustal odată cu adîncimea mai mare a sursei din placa subdusă. Rezultatul acestui mecanism complex este magmatismul calco-alkalin, cu polaritatea sa care permite separarea a trei subserii cu distribuție spațială distinctă.

Legătura dintre magmatismul calco-alkalin și procesul de subducție este astăzi aproape unanim acceptată dar aceasta nu înseamnă că teoria este exhaustivă și că ea nu prezintă și lacune. În momentul de față efortul petrologilor se îndreaptă spre testarea ei cu mijloacele moderne de investigare geochimică în cele mai diferite părți ale globului și rezultatele nu întîrzie să se arate. În acest sens prezentăm doar cîteva exemple.

Analizînd tholeiitele de arc din Japonia, Matsuda și Aoki (1978) au ajuns la concluzia că pot fi identificate două tipuri care diferă prin caractere geochimice. Unele au raporturi La/Yb și Th/U ridicate și un conținut conform în lantanide, în timp ce altele au raporturile respective scăzute și sînt sărăcite în lantanide ușoare. Cele două tipuri au distribuții geografice diferite, fără să se poată găsi deocamdată o semnificație genetică a acestei diferențieri.

Studiînd rocile vulcanice din Papua — Noua Guinee și din Antilele Mici, Arculus și Johnson (1978) au descoperit că distribuția spațială a diferitelor serii statuată de Jakes și White și Jakes și Gill nu corespunde întru totul realității. Astfel se pare că shoshonitele nu apar deasupra părții celei mai coborîte a plăcii subduse și nu sînt cele mai tardive, ci ele au o distribuție diferită în arcurile insulare, prezentînd și cantități variate de produse. Concluzia autorilor este aceea că modelul lui Jakes nu poate fi generalizat și că în distribuția diverselor tipuri de roci intervin factori mai numeroși, ce încă nu au ajuns să fie complet identificați.

În încheiere, să amintim încă un aspect al magmatismului de subducție, succesiunea temporală a diferitelor serii de roci eruptive. În lucrarea clasică din 1924, Stille a stabilit, plecînd de la considerații tectonice, următoarea suc

cesiune a proceselor magmatice: inițialite bazice (intrusive și efuzive), intrusive acide sinorogene, magmatite subsecvente andezitice (intrusive și efuzive), magmatite finale bazice adesea alcaline (efuzive). Desigur, nu putem discuta valabilitatea acestei scheme în termenii tectonicii globale înainte de a prezenta aspectele pur tectonice ale teoriei. Fără a implica deloc procesele tectonice, se poate stabili o succesiune de acest tip plecând doar de la o subducție.

Considerînd că într-un anumit loc începe un proces de subducție, placa care coboară va atinge adîncimea de topire a bazaltului în circa 1 milion de ani (la viteza de expansiune de 10 cm/an și la o înclinare de 45°). În acest moment încep primele erupții, care sînt în majoritate bazalte de arc. La adîncimea de 100–150 km sînt puse în loc la un nivel superior, ca diapire de manta, batolite acide, iar odată cu sosirea la suprafață a magmei, sînt edificate aparate vulcanice predominant andezitice. În sfîrșit, cînd placa depășește adîncimea de 150 km ajung la suprafață shoshonite (andezite alcaline). Succesiunea este deci: bazalte — intrusive acide — efuzive andezitice — andezite alcaline, și nu poate scăpa nimănui asemănarea cu ciclul lui Stille. Desigur, problema nu se pune atît de simplist și ajunge să amintim că un ciclu tectonomagmatic (sensu Stille) se întinde pe mai multe zeci, dacă nu sute de milioane de ani, în timp ce progresarea simplă a unei plăci care se subduce este de ordinul milioanei de ani. Totuși, asemănarea dintre cele două succesiuni de evenimente magmatice nu este o simplă coincidență după cum vom avea ocazia să vedem mai tîrziu.

8. Sedimentarea în zonele de subducție.

Cînd în anii '60 a fost definit fenomenul de subducție s-a considerat că zona tectonic activă se reduce doar la fosă, în raport cu care au fost discutate toate procesele subsidiare, inclusiv sedimentarea. Ulterior s-a văzut că subducția imprimă caractere particulare evolutive unei zone mult mai largi, respectiv întregului interval fosă-arc și aceasta mai ales în ce privește sedimentarea. Vorbind despre sedimentarea în zonele de subducție trebuie deci să analizăm tot ce se întîmplă începînd de la pragul extern al fosei pînă la primele elemente emerse, fie ele arc insular sau margine continentală. Această analiză se poate face pe baza a două surse de informații: (1) directe, oferite de zonele actuale de subducție, a căror structură sedimentară ne este relevantă atît de cercetările seismice cît și de forajele marine profunde, și (2) indirecte, pe care ni le oferă complexele sedimentare de subducție vechi, ridicate din lăcașul lor de formare și implicate în structuri orogenice. Ultimul fapt ne obligă să anticipăm aici cîteva lucruri care își au locul în subcapitolul dedicat teoriei orogenice a tectonicii globale și unde vom reveni asupra lor.

În zonele de subducție se întîlnesc două tipuri de sedimente net diferite. Placa oceanică care se subduce, constituită din crustă oceanică, vine cu bagajul ei de încărcătură sedimentară dobîndită în cursul lungului periplu de la zona de acrețiune pînă în fața fosei. Acestea sînt formațiuni pelagice, respectiv mîluri argiloase, silicioase și calcaroase, cherturi și cinerite. Dinspre arc sînt aduse sedimente terigene, de granulație diferită, în funcție de relieful zonei sursă, de distanța de transport și de morfologia intervalului fosă-arc. Cele două tipuri de sedimente se amestecă în fundul fosei, sînt deformate și apoi, fie sînt subduse, dis-

părînd pentru totdeauna în manta, fie sînt adosate peretelui intern al fosei și sînt implicate în procesele orogenice.

Pentru definirea tipurilor de sedimente din fose, Scholl și Marlow (1974) utilizează următoarea terminologie: *formațiuni terigene*, care au peste 75% material detritic provenind din erodarea unui continent sau a unui arc insular; *formațiuni hemiterigene*, care cuprind în afara materialului terigen o mare cantitate (dar nu peste 50%) de material pelagic, fie ca pachete unitare, fie ca material dispers; *formațiuni hemipelagice*, în care predomină materialul pelagic, dar există o mare cantitate (dar nu peste 50%) de detritus terigen; *formațiuni pelagice*, în care peste 75% este material fin provenind din substanță organică (biopelagică), din precipitații chimice, detritus venit de pe surse continentale foarte îndepărtate, material vulcanic și de natură cosmică.

În zonele de subducție formațiunile sedimentare se găsesc cantonate în următoarele unități morfo-structurale: în fose, în complexele de subducție, în bazinele prearc (intervalul fosă-arc), în arcurile vulcanice și în bazinele postarc. Fiecare prezintă suite sedimentare diferite, reflectînd evoluția în timp a respectivei unități.

Formațiunile sedimentare din fose. Sedimentele din fose au grosimi variabile în funcție de apropierea de un continent sau un arc insular, și de viteza de subducție. În fig. 5.53 sînt prezentate patru secțiuni din fosele Pacificului de Nord dar care pot fi utilizate ca imagini generalizate pentru toate fosele. Secțiunea (a) prezintă cazul foselor aproape lipsite de sedimente în care doar depozitele normale de fund abisal, adică secvențe pelagice și hemipelagice dispuse pe crustă oceanică (bazaltică) ajung în fose. Ele sînt aduse aici de mișcarea de expansiune a fundurilor oceanice. Grosimea acestor depozite nu depășește 400 m. Majoritatea foselor din partea de vest a Pacificului sînt de acest tip: Mariane—Yap—Palau, apoi Noua Britanie—Solomon—Vanuatu. În lunga fosă Tonga—Kermadec grosimea scade chiar sub 100 m, iar în fosele interioare ale Plăcii Filipin (fosa Ryukyu—Filipine), în ciuda apropierii de continent, grosimea nu depășește 200 m. În schimb într-o zonă mai exterioară, la est de Vanuatu, se află două fose: Vitiaz și Malaita, cu o umplutură de aproape 1 000 m de depozite pelagice și structură de turbidite, rezultat al unei reluări sedimentare a unor formațiuni mai vechi. Tot așa și în fosa Japonia de Vest—Bonin, cu sedimente ce nu depășesc în medie 400 m, se află acumulări locale de turbidite cu material terigen ce pot atinge 1 000 m.

Secțiunea (b) din fig. 5.53 prezintă situația din fosele situate în partea de nord a Pacificului. Aici sînt prezente două unități sedimentare: un pachet inferior de depozite pelagice și hemipelagice de circa 200 m grosime, urmat de un pachet de turbidite terigene de peste 2 000 m grosime. Dacă cele dintîi nu sînt specifice locului, fiind aduse aici de mișcarea plăcii, cele de deasupra sînt autohtone fiind depuse în axa fosei. Acesta este cazul părții de vest a fosei Aleutine și parțial a fosei Chile. În unele cazuri, partea de est a fosei Aleutine (fig. 5.53c), unitatea sedimentară inferioară prezintă în bază depozite pelagice și hemipelagice, urmate de turbidite abisale (material pelagic reluat de curenții de turbiditate) și apoi de secvențe hemiterigene, ceea ce arată o istorie mai complicată și un aport de material continental încă în fundurile abisale. Astfel de succesiuni se întîlnesc și pe coasta de vest a Americii de Sud, în fosa Chile. În sfîrșit, secțiunea (d) prezintă situația fosei Washington—Oregon (bazinul Cascadia), situată în fața coastei de vest a Americii de Nord, începînd din dreptul Californiei de Nord și pînă în

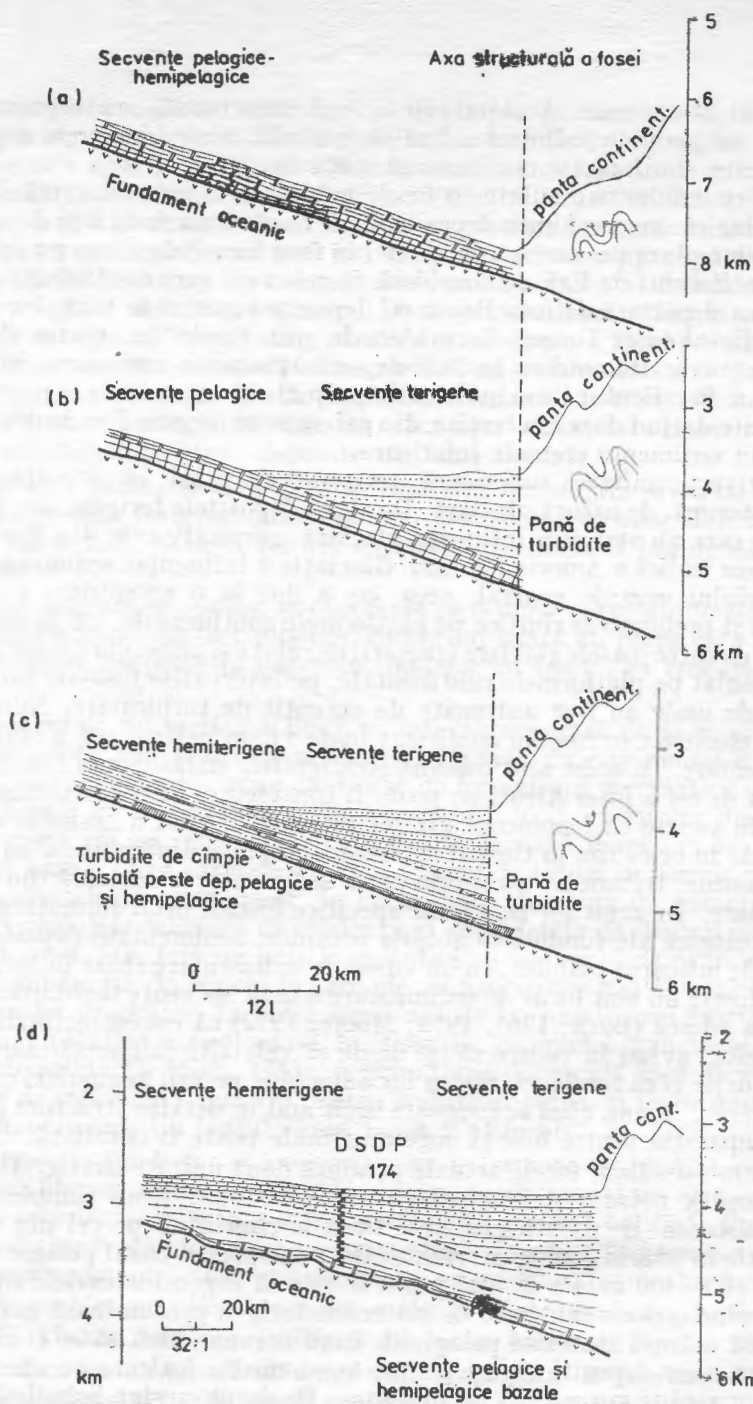


Fig. 5.53 — Profile transversale prin fose cu diferite tipuri de acumulări sedimentare. (a) Fosă lipsită de sedimente terigene, doar cu secvențe pelagice și hemipelagice; (b) Fosă cu secvențe pelagice peste care se dispun secvențe terigene turbiditice; (c) Fosă cu turbidite pelagice și secvențe hemiterigene, acoperite de secvențe terigene; (d) Fosă complet umplută cu sedimente terigene, ce și-a pierdut ca atare individualitatea morfologică. (După Scholl, 1974).

dreptul Insulei Vancouver. Aceasta este o fosă structurală, nu topografică, ea fiind complet umplută cu sedimente, fără să mai aibă morfologia unei depresiuni. Succesiunea este similară cu cea descrisă anterior.

Vîrsta depozitelor acumulate în fosele actuale este semnificativă. Unitatea inferioară, pelagică, are vechimea dependentă de depărtarea fosei față de expansiunea din care vine placa pe care se află. Astfel în fosa Yap-Palau, cea mai depărtată de Dorsala Pacificului de Est, se consideră că cele mai vechi sedimente sînt triasice, urmată ca depărtare de fosa Bonin cu depozite jurasice în bază, ca de altfel și capătul sudic al fosei Tonga—Kermadec. În rest fosele din partea de vest a Pacificului ca și cele din nord au în bază depozite cretacice inferioare. Fosele din partea de est a Pacificului fiind mult mai apropiate de dorsala de expansiune, au în bază depozite datînd doar din terțiar, din paleogen și neogen. Fosele din Atlantic (Caraibilor) au sedimente cretacice inferioare.

În ce privește unitatea superioară, terigen-turbiditică, ea este aproape fără excepție pleistocenă, de natură glaciară. De altfel depozitele terigene se găsesc mai ales în fosele care au stat sub influența glaciară, respectiv cele din Pacificul de Nord și din zona sudică a Americii de Sud. Glaciația a influențat sedimentarea prin scăderea nivelului oceanic general, ceea ce a dus la o accentuare a eroziunii pe continente și prelungirea rîurilor pe platformele continentale, cît și prin transportul direct, de către masele glaciare (ghețarii de calotă și aisberguri) a materialului detritic, acumulat pe platformele continentale, pe intervalele fosă-arc sau pe pantele foselor, de unde au fost antrenate de curenții de turbiditate. Numeroasele foraje DSDP efectuate în fose au confirmat toate vîrsta pelistocenă a complexelor groase sedimentare. În acest sens coloana stratigrafică dată de von Huene (1947), pentru partea de est a fosei Aleutine, poate fi considerată ca o succesiune tip.

Avînd în vedere că fenomenul glaciara este mai curînd o excepție a istoriei geologice și că, în orice caz în timpul mezozoicului și cenozoicului nu au avut loc astfel de fenomene, trebuie să exceptăm de la sedimentarea normală din fose turbidite glaciare. În acest fel nu rămîn specifice foselor decît formațiunile pelagice și hemipelagice ale fundurilor abisale oceanice, sedimentate departe de fose și aduse aici de mișcarea plăcilor, cu un adaos de sedimentare chiar în loc. Aceasta înseamnă că fosele nu sînt locul de sedimentare a unor secvențe turbiditice groase.

S-a spus adesea (Burk, 1965, 1973; Moore, 1972) că eugeosinclinalele pot fi asimilate foselor, avînd în vedere că și unele și celelalte jalonează marginile de plăci cu subducție și că fosele, cu marea lor adîncime, permit acumulări considerabile de sedimente. Acum, cînd se cunoaște mult mai în detaliu structura geologică a foselor, comparația dintre fose și eugeosinclinale poate fi detaliată.

După cum s-a văzut, fosele actuale prezintă două unități stratigrafice suprapuse: un complex pelagic și hemipelagic antepleistocen și un complex terigen turbiditic pleistocen de natură glaciară. Dacă îl eliminăm pe cel din urmă, ca fiind o excepție în istoria geologică, rămîne doar complexul bazal pelagic ce atinge o grosime de 100—400 m. Pe de altă parte se știe că eugeosinclinalele din istoria geologică cuprind o mare cantitate de materiale terigen predominant grau-wackic, și în mai mică măsură material pelagic de fund oceanic, fără să se fi citat pînă acum prezența unor depozite tipice pentru acest mediu (calcarea cu cherturi, argile abisale cu zeoliți sau noduli de mangan). Pe drept cuvînt Scholl și Marlow (1974) își pun întrebarea: unde se află imensele cantități de depozite pelagice de pe fundul oceanelor care nu se regăsesc în formațiunile eugeosinclinale și unde s-au acumulat marile cantități de depozite terigene din complexe eugeosinclinale care nu se află în fose?

Prima întrebare derivă dintr-un calcul simplu pe care și-l fac autorii menționați. Rata de subducție în fosele Pacificului este de 5—10 cm/an. Dacă se ia ca viață medie a unui geosinclinal 100 milioane de ani, înseamnă că în acest timp au fost consumați în zonele de subducție 5000 până la 10 000 km de placă oceanică. Dacă placa a avut un depozit de 200 m grosime (grosime minimă actuală), înseamnă că pe un segment de 1000 km lungime de fosă a ajuns să se acumuleze o cantitate de $2,5 \times 10^3 \text{ km}^3$. În cea mai mare parte aceasta ar trebui să cuprindă calcare biopelagice, mîluri și cherturi. Dacă se calculează volumul unui geosinclinal de pe marginile Pacificului, căruia i se atribuie o lățime de 200 km și o grosime a stivei sedimentare de 20 km, rezultă un volum de $4 \times 10^3 \text{ km}^3$, deci de ordinul de mărime al volumului de depozite oceanice ce ar trebui să fie acumulate în fosă, dar cu o constituție net diferită, căci doar o cantitate foarte mică (de ordinul procentelor) reprezintă depozite de fund oceanic.

Pe de altă parte, într-un geosinclinal sînt acumulate stive de 15—30 km grosime de depozite terigene (grauwacke și materiale vulcanogene), ce nu-și găsesc locul într-o fosă, aceasta putînd cuprinde maximum 3 km de depozite fără să deverseze.

Cele de mai sus ne conduc la concluzia că o bună parte din formațiunile pelagice de fund oceanic au fost subduse, dispărînd odată cu placa care le-a purtat, iar în ce privește echivalența eugeosinclinalelor cu fosele, ea trebuie căutată în altă parte.

Complexul de subducție. A doua unitate sedimentară de la exterior spre interior o reprezintă complexul de subducție. De fapt nu este numai o unitate sedimentară, ea cuprinzînd o mare cantitate de formațiuni magmatice și metamorfice. Complexele de subducție nu sînt cunoscute decît incomplet din observații directe deoarece ele își relevă particularitățile la scară mare, nu la infima posibilitate pe care o oferă carotele de foraj, singurele totuși ce permit o examinare directă a materialului constituenț. În ce privește structura de ansamblu, ea este relevată de sondajele seismice ce evidențiază suprafețele de discontinuitate între pachetele de roci. Din fericire există posibilitatea indirectă de examinare a complexelor de subducție, în zonele în care ele au fost scoase din lăcașul lor și încorporate catenelor orogenice. În acest sens, încă de la constituirea teoriilor de bază ale tectonicii plăcilor a fost adusă în discuție, ca model structural-sedimentar al zonelor de subducție (Hsü, 1968), o formațiune cunoscută încă de multă vreme sub numele de *mélange*. Locul tip pentru stabilirea petro- și tectotipului este formațiunea franciscană din lanțul Santa Lucia (California).

Mélange-ul (în l. fr. = amestec) este o formațiune haotică compusă din fragmente și blocuri de elemente sedimentare autohtone și de elemente exotice, amestecate tectonic și cuprinse într-o matrice în general pelitică. Pentru formarea unui *mélange** sînt necesare ca atare două procese: fragmentarea unor roci consolidate preexistente, autohtone și autohtone, și amestecarea lor într-o matrice plastică. Prezentăm mai jos descrierea *mélange*-ului franciscan după Hsü (1968, 1971, 1974), Hsü și Ohrbom (1969) și Blake și Jones (1974).

Materialul autohton al *mélange*-ului franciscan îl reprezintă interstratificări de șisturi argiloase cu gresii (grauwacke). Cele din urmă prezintă diferite grade de distrugere prin procese de compresiune sau de întindere. Prin compre-

* Propunem păstrarea în limba română a cuvîntului francez, el fiind încetățenit ca atare în terminologia științifică a limbilor anglo-saxone, latine și slave.

siune iau naștere microfalii de încălecare cu plane subparalele fețelor de strat. Prin întindere iau naștere fracturi de forfecare înclinate la 60° față de fețele de strat, ce duc apoi la destrămarea stratului prin „budinarea” lui. Blocurile prezintă adesea urme de compresiune și întindere repetată (lentilele încălecate prin compresiune prezintă fisuri de tensiune). Fragmentele alohtone din mélange sînt autoclasate. Cele limitate de fracturi de compresiune sînt transformate de cele mai multe ori în facoide, iar cele limitate de fracturi de tensiune, în budine. Și unele și celelalte și-au pierdut, din cauza deformărilor tectonice la care a fost supus ansamblul, forma inițială, fiind rotunjite, ceea ce le face greu de deosebit de elemente rulate de procese exohtone.

Blocurile exotice provin din strate străine de ansamblul sedimentar autohton. Așa de pildă sînt prezente cherturi cu radiolari, calcare biopelagice și mai ales extrem de multe fragmente și blocuri de roci eruptive, cum ar fi bazalte, serpentinite, peridotite și foarte multe tufuri, adică ansamblul ce este cuprins sub numele general de ofiolite. Sînt prezente, de asemenea, roci metamorfice, cum ar fi șisturi verzi și amfibolite.

Matricea unui mélange este formată dintr-un material pelitic care poate suferi deformări avansate fără a se fractura. Ea provine din stratele argiloase inițial interstratificate între bancurile de gresii autohtone și care prin destrămarea acestora au devenit o matrice generală. Adesea matricea a suferit un metamorfism de presiune mare și temperatură joasă, ajungînd de la filite la diverse stadii de transformare în cadrul faciesului de șisturi albastre. Se întîlnesc astfel șisturi cu lawsonit, glaucofan și chiar cu grad mai ridicat de transformare. Unele mélange-uri au o matrice serpentinitică (mélange-ul colorat din Iran), gipsiferă (în Sierra de los Filabres, Spania), iar în complexele metamorfozate se citează mélange-uri calcaroase (marmure cu fragmente tectonice de dolomite și silicați calcaroși).

Mélange-ul din formațiunea franciscană prezintă în Munții de Coastă ai Californiei (Coast Ranges) prezintă în detaliu o structură haotică, fără nici o stratificație sau dispunere ordonată sedimentar. În mare, însă, se disting fețe de discontinuitate care marchează zone de suprapunere tectonică a unor pachete diferite, sugerînd încălecări pe falii inverse. Analiza mecanică efectuată de Hsü (1970) a arătat că efectul de încălecare sub presiune a unui material eterogen este de rupere și amestecare (mélange) și de formare a unor fețe de forfecare dacă ansamblul este supus unei alunecări de curgere. Or, aceasta este exact imaginea pe care ne-o putem forma pentru o zonă de subducție, unde placa constituită din crustă oceanică și acoperită de un fin strat de depozite pelagice, este împinsă în jos. Materialul autohton al mélange-ului trebuie să reprezinte depozitele de fosă, pelitele de natură turbiditică intercalate devenind matricea întregii formațiuni.

În cazul concret al mélange-ului franciscan, astăzi înglobat într-o catenă orogenică, el este de vîrstă cretacică și se presupune că aparține zonei de subducție a Plăcii pacifice sub Placa nord-americană cînd subducția avea loc mai la vest. Prin migrarea fosse spre exterior (adică spre vest), vechea zonă a fost înglobată într-o zonă orogenă, ridicată și erodată, devenind vizibilă la zi.

Cu această imagine a mélange-ului tectonic să revenim la zona de sedimentare a complexului de subducție. Prin alunecarea unei plăci sub alta au loc mai multe procese: o parte din materialul care constituie placa inferioară (fundament de crustă oceanică + materialul pelagic) este dus în adîncime, este subdus, dispărînd cu timpul în astenosferă; cealaltă parte din materialul pelagic depus

pe placa inferioară; cu bucăți din fundamentul oceanic, este „răzuit” de placa superioară, prins într-o menghine, transformat într-un mélange și adăugat la placa superioară ca o prismă triunghiulară. Acesta reprezintă complexul de subducție și asupra lui se pot face diverse speculații în ce privește viitorul lui, adică modul în care ajunge să formeze parte componentă a unui geosinclinal. Asupra acestei probleme vom reveni când vom examina în detaliu dinamica și cinematica zonelor de subducție, deocamdată prezentăm doar două ipoteze, strâns legate de problema sedimentării, prin care Scholl și Marlow (1974) au încercat să explice discrepanța dintre bogăția de material terigen din eugeosinclinale și sărăcia lui din fose. În fig. 5.54(a), întreaga secvență a fosei (blocuri de material pelagic și

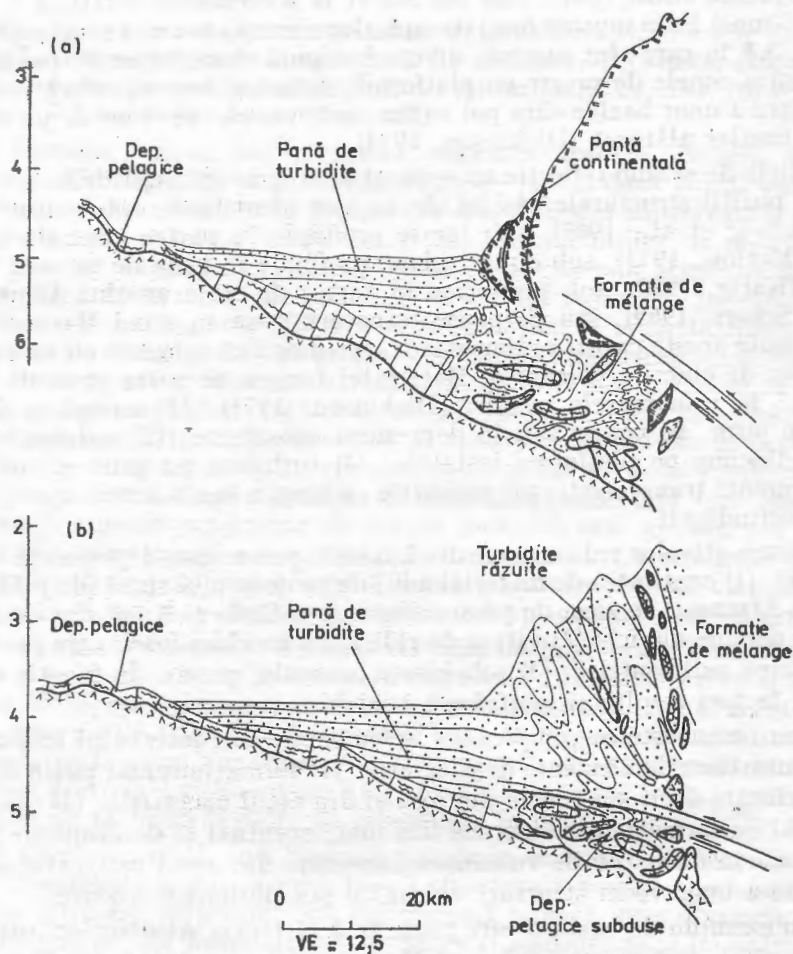


Fig. 5.54 — Modele de formare a complexului de subducție. (a) Întregul material din fosă este subdus, mélange-ul luînd naștere sub placa superioară, de unde apare la zi prin mecanisme tectonice (falii inverse); (b) Placa superioară operează o răzuire selectivă, adăugînd complexului de subducție, mai ales materialul terigen și doar în mică măsură pe cel pelagic, care este în majoritate subdus (După Scholl și Marlow, 1974).

terigen, împreună cu fragmente de crustă oceanică) este transformată într-un mélange ce este subdus, putînd apare la zi numai în catenele orogenice după ce subducția a încetat. În fig. 5.54(b) există un mecanism selectiv care „răzuie” partea superioară a depozitelor din fosă, le adaugă complexului de subducție, doar partea materialului pelagic de dedesubt fiind subdus. În acest fel s-ar putea explica dispariția unei mari cantități de material pelagic și predominarea în eu-geosinclinale a materialului terigen, selecționat de procesul de subducție.

Formațiunile sedimentare din intervalul fosă-arc. Formațiunile din intervalul fosă-arc ridică mai puține probleme deoarece ele sînt puțin tectonizate, putînd fi astfel ușor reperate și identificate prin cercetări seismice și prin foraje. Intervalul fosă-arc (arc trench gap), larg de 50—250 km, este apt de a reține sedimente în bazinul prearc situat (după cum am arătat la prezentarea detaliată a morfologiei acestei zone) între muchia fosei (trench slope break) și arcul magmatic. Amintim și fig. 5.8 în care sînt distinse diversele tipuri morfologice de bazin prearc. Dintre acestea zonele de prearc cu platformă, terasă și creastă, oferă posibilități de dezvoltare a unor bazine care pot capta sedimentele ce vin de pe continent sau arcul insular alăturat (Dickinson, 1974).

Profilele de seismo-reflecție au evidențiat o serie întregă de bazine ce apar în diverse poziții structurale. Astfel ele au fost identificate sub șanțuri în zona Luzon (Ludwig et al., 1967), sub terase profunde în partea centrală a arcului Aleutine (Marlow, 1971), sub cîmpii plane profunde în zona de la nord de Noua Zeelandă (Karig, 1970), sub platforme în partea de est a arcului Aleutine (von Huene și Schorr, 1969), sau pe pante transversale ca în arcul Mariane (Karig, 1971). În toate aceste cazuri sedimentarea este detritică terigenă cu un pronunțat aport aerian de cinerite vulcanice. Materialul terigen se poate acumula în bazinele prearc în următoarele moduri (Dickinson, 1974): (1) complexe fluviatil-deltaice de țăr_m, pe coaste sau în depresiuni subsidente; (2) sedimente marine de mică adîncime pe platforme instabile; (3) turbidite pe pante datorită unui aport de curenți transversali; (4) turbidite ce umplu șanțuri prin aport de către curenți longitudinali.

Grosimea stivelor sedimentare din bazinele prearc este dependentă de următorii factori: (1) cantitatea de material adus de pe domeniul sursă (de pildă în fața Deșertului Atacama, în zona de prearc dintre fosa Chile și Anzi, din cauza aridității nu se depune nimic); (2) viteza de ridicare a muchiei fosei, care poate determina reținerea sedimentelor; (3) subsidența bazinului prearc. În funcție de variația acestor factori rezultă și morfologia bazinului respectiv.

Pentru recunoașterea complexelor sedimentare din intervalul fosă-arc, Dickinson dă următoarele elemente de diagnoză: (1) formațiuni mai puțin deformate și metamorfozate decît sincronele din fosă și din arcul magmatic; (2) contact sin-depozițional cu formațiunile sincrone din fosă, eventual și de acoperire; (3) trecerea laterală în formațiunile vulcano-sedimentare din arcul magmatic, eventual de acoperire a unor vechi structuri vulcanice sau plutonice erodate.

Ca un exemplu de bazin prearc poate fi dată terasa Aleutinilor, care separă arcul vulcanic de fosă și care, sub o platformă cvasiorizontală, ascunde o acumulare de 7—8 km grosime de depozite terigene și hemiterigene foarte bogate în vulcanoclaste, dispuse pe un fundament de crustă oceanică (Grow, 1973). Pe drept cuvînt Scholl și Marlow (1974) își pun problema dacă eugeosinclinalele nu sînt rezultatul acumulării de depozite terigene și vulcanogene în bazine prearc.

Un alt exemplu, de data aceasta de ordin geologic, îl oferă Munții de Coastă ai Californiei, amintiți deja pentru formațiunea franciscană, considerată ca fiind un complex de subducție. Spre vest de ea urmează o depresiune longitudinală, Great Valley, cu o suită sedimentară sincronă cu cea franciscană, dar fără mélanges. La vest urmează marii plutoni din Sierra Nevada, de aceeași vîrstă, și care reprezintă arcul vulcanic, mai precis rădăcina lui, restul fiind erodat. Cele trei unități structurale, formațiunea franciscană, cea de Great Valley și arcul magmatic din Sierra Nevada, au luat naștere în același timp, în cretacic, în răstimpul a circa 75 milioane de ani, putînd fi interpretate ca formațiuni de subducție, de bazin prearc și arc vulcanic (Dickinson, 1974). Nu este mai puțin adevărat că există și alte interpretări, formațiunea de Great Valley fiind considerată ca bazin marginal (Blake și Jones, 1974).

Sedimentarea în zona de arc vulcanic. Zona de arc vulcanic este dominată de materialul vulcanogen, fără ca acesta să fie exclusiv. Dickinson (1974) distinge trei faciesuri genetice pentru această zonă: (a) un facies central, (b) un facies de dispersie și (c) un facies distal (bazinal).

(a) *Faciesul central* sau proximal cuprinde aproape exclusiv formațiuni vulcanice al căror mod de dispunere depinde de faptul dacă lanțul vulcanic este continental sau intraoceanic. În primul caz erupțiile sînt subaeriene și ele edifică stratovulcani ce pot forma munți înalți (de ordinul miilor de metri). O largă participare o pot avea ignimbritele. Poalele edificiilor sînt acoperite de glacisuri (fanglomerate), de brecii și de evantaie de cenușă redepusă. În cazul arcurilor vulcanice intraoceanice erupțiile pot fi subacvatice la arcurile tinere și subaeriene la arcurile evoluat, la care propriile produse vulcanice au construit un uscat. Aproape toate arcurile vulcanice actuale sînt de al doilea tip, ceea ce indică vechimea proceselor de subducție active astăzi. În jurul insulelor vulcanice se formează adesea recifi, fixați pe flancuri, și aproape întotdeauna se dezvoltă platforme înguste formate din pillow-lave, brecii și tufuri depuse submarin, toate acestea predominînd asupra lavelor. O formațiune deosebită este cea de „piro-turbiditate”, curgeri submarine de cenuși incandescente și care pot reprezenta un procent important al ansamblului vulcanoclastic. De subliniat că faciesul central vulcanic se poate întinde pînă la mari distanțe (50 km) cu grosimi variabile, de sute și mii de kilometri (de pildă 2,5 km de turbidite vulcanoclastice).

(b) *Faciesul de dispersie* desemnează zona de împrăștiere a materialului vulcanic pe diferite căi. El cuprinde mai ales roci vulcanoclastice cu o gamă largă de forme de depunere, de la complexe sedimentare fluviale, alimentate de lanțuri sau grupuri de vulcani subaerieni și pînă la formațiuni turbiditice generate de curgerea pe flancuri a materialului emis de vulcanii submarini. În acest facies se întîlnesc materiale vulcanogene bine rotunjite ce se pot întinde peste platforme marginale sau să formeze delte de progradare în mări de mică adîncime.

(c) *Faciesul distal*, sau bazinal, cuprinde terminațiile zonei de influență masivă a magmatismului. Formă tipică structurală pentru acest facies este cea de bazin intra-arc, adică de zonă sedimentară situată între diversele unități ale arcului magmatic. Ca forme distale ar putea fi considerate și formațiunile vulcanice din bazinele de prearc sau retroarc, pe care însă le considerăm separat. Între acumulările de tip intra-arc pot fi considerate depozitele marine sedimentare terțiare tîrzii, acoperite de depozite lacustre situate în Insula Honsuhu (Matsuda et al., 1967), sau depozitele marine de cîteva sute de metri grosime din șanțul Tofua, alăturat lanțului vulcanic Tonga (Karig, 1970) sau, în sfîrșit, depozitele

roșii continentale intramontane, groase de câteva mii de metri, situate în depresiunea Altiplano din Peru și Bolivia (James, 1971).

Formarea bazinelor interarc cu sedimentare complexă evidențiază câmpul general de stress extensional în zona arcului vulcanic, care generează un fel de mici grabene. Karig și Mammericks (1972) consideră că astfel de bazine ar putea fi bazine interarc incipiente.

Sedimentarea în zona de retroarc. Sedimentarea în zona de retroarc este dependentă de morfologia și structura acestei zone. Ea poate să prezinte o structură staționară, în care caz (a) la arcurile de margine continentală în spatele arcului vulcanic se găsește o depresiune subaeriană (Anzii), sau o mare de mică adâncime (Jawa), iar (b) la arcurile intraoceanice, bazinul oceanic de pe placa superioară. În alte cazuri (c) în spatele arcului vulcanic are loc fenomenul de expansiune secundară ce dă naștere unui bazin intra-arc care, în cazul arcurilor intraoceanice, generează un bazin marginal (cazul Tonga), sau în cazul marginilor continentale detașează un segment sialic pe care-l înglobează în structura arcului insular (cazul Japonia).

(a) Să începem cu arcurile vulcanice de margine continentală. La acestea, în spatele arcului vulcanic, poate să existe o zonă exodată în care caz sedimentarea este subaeriană, dominând depunerile clastice sub formă de sedimente fluviatile, delte continentale, evantaie de depuneri proluviale și în cazul zonelor aride, depuneri eoliene. Este cazul unor deșerturi din America de Sud. Dacă în spatele arcului vulcanic se găsește o mare, pe un fundament sialic se depun secvențe groase de formațiuni marine, ca în cazul Mării Jawa. Bazinele continentale de postarc poartă și numele de „bazine de Vorland” pentru rațiuni de ordin tectonic.

Chiar dacă bazinele retroarc de margine continentală nu sînt semnificative astăzi, ele au avut în trecutul geologic o mare răspîndire și urmele lor s-au conservat în numeroase structuri. Așa de pildă în Munții Stîncoși și Marile Cîmpii (Great Plains) din America de Nord, în cretac se întindea un bazin marin de 500—1000 km lărgime, din zonele arctice pînă în Mexic (Weimer, 1970). Spre vest, faciesul marin trece la unul deltaic și apoi litoral, cu formațiuni de piemont ce se sprijină pe rădăcinile unui arc vulcanic din care nu au mai rămas decît nivele adînci de batolite. Succesiunea are în total o grosime de 5000 m și ea este încălecată dinspre exterior spre interior de arc vulcanic și formațiunile asociate.

Din punct de vedere al ariei sursă și al compoziției, formațiunile unui bazin retroarc de acest tip (format pe o crustă continentală) are următoarele caractere: (1) materialul este dominant detritic, provenind din arc vulcanic, dar mai ales din rocile mai vechi ale fundamentului sialic pe care se ridică arc vulcanic și care prin ridicare a ajuns să afloreze; (2) materialul sedimentar formează o pană, mai groasă spre arc vulcanic și cu efilare spre largul bazinului; (3) în secvențele sedimentare pot fi prezente piroclastite aduse pe cale aeriană de la erupțiile sincrone; (4) dinspre arc vulcanic spre centrul bazinului se trece de la depozite continentale la depozite marine; (5) marginea penei sedimentare este detașată de arc vulcanic sau formațiunile mai vechi prin falii de încălecăre (cu vergență spre bazin).

(b) În cazul arcurilor intraoceanice, fără expansiune secundară, pe marginea arcului vulcanic se formează piemonturi turbiditice iar materialul piroclastic este răspîndit pînă la mare distanță. Faciesul este în general de apă adîncă, avînd

în vedere că arcul insular s-a ridicat direct de pe un fund oceanic. Este cazul Mării Bering.

(c) Mai complexe sînt zonele de retroarc care prezintă bazine cu expansiune secundară. Bazinul marginal are un fundament de crustă oceanică nou formată, zona de expansiune putînd furniza o apreciable cantitate de material magmatic bazic. Pe acesta se depun formațiuni detritice în general de adîncime mică, dependente de morfologia bazinului, cu turbidite pe marginea dinspre arcul vulcanic, sau dacă acesta este tînăr și nu are o platformă sialică construită, cu piro-turbidite. Un semn caracteristic al unui astfel de bazin este marginea lui faliată spre arcul vulcanic, de care îl separă falii normale ce fac ca panta să scadă brusc de pe vîrfurile arcului vulcanic pînă la baza bazinului. Exemple de bazine marginale actuale de acest tip sînt bazinul Lau din spatele arcului Tonga, bazinul Fiji de Nord sau bazinul Mariane.

Cazul Japoniei este diferit, deoarece arcul vulcanic înglobează și un rest de crustă sialică, detașată de continentul asiatic printr-un proces de expansiune secundară ce a generat Marea Japoniei. Prezența masei sialice imprimă depozitelor de pe latura estică a bazinului un caracter detritic terigen mai accentuat decît la alte bazine marginale.

Bazinele marginale cu expansiune secundară pot prezenta complicații sedimentare și pe latura internă, unde se poate găsi direct continentul, sau resturi de arcuri vechi devenite inactive (arcuri remanente). Acestea pot avea adosate piemonturi turbiditice incipiente, inhibitate în dezvoltare de desprinderea arcului prin formarea bazinului de expansiune. Succesiunea directă de turbidite vulcanoclastice peste un complex ofiolitic cu întreaga secvență de crustă oceanică de expansiune, este un indiciu sigur pentru a diagnostica într-un sistem orogen un bazin marginal cu arcuri remanente.

9. Metamorfismul zonelor de subducție.

Pînă în anii '60 ai secolului nostru rocile metamorfice cu glaucofan, deși fuseseră atribuite unui facies metamorfic aparte de Eskola (1939), erau de obicei considerate ca aparținînd faciesului de șisturi verzi, fără să li se acorde o atenție deosebită. În 1961 Miyashiro a atras atenția asupra acestor roci arătînd că ele apar asociate cu roci bázice și ultrabázice (serpentinite, gabbrouri și peridotite) în catenele metamorfice mezozoice, formînd structuri diferite spațial de cele în care apar roci aparținînd seriei „normale” de metamorfism, în care se succed, în ordinea creșterii metamorfismului, faciesul de șisturi verzi, faciesul staurolit-amfibolit și faciesul granulitic și care sînt adesea asociate cu granite. În Japonia există două perechi de astfel de catene cu metamorfism diferit în care la interior apare faciesul staurolit-amfibolit, iar la exterior faciesul de șisturi cu glaucofan. Această dispunere, care a fost regăsită apoi în Noua Zeelandă, America de Nord (fig. 5.55 b), Kamciatka și Europa (fig. 5.55 c), a dus la definirea a două serii metamorfice paralele, diferențiate prin condițiile diferite de presiune și temperatură: o serie de presiune ridicată cu glaucofan, asociată cu magmatite bázice și ultrabázice, și o serie de presiune scăzută (cu sillimanit-andaluzit), asociată adesea cu roci acide și intermediare (granite, riolite și andezite).

Noțiunea de „roci cu glaucofan” trebuie de la început amendată deoarece ea nu reprezintă decît un aspect al seriei metamorfice de presiune ridicată, în

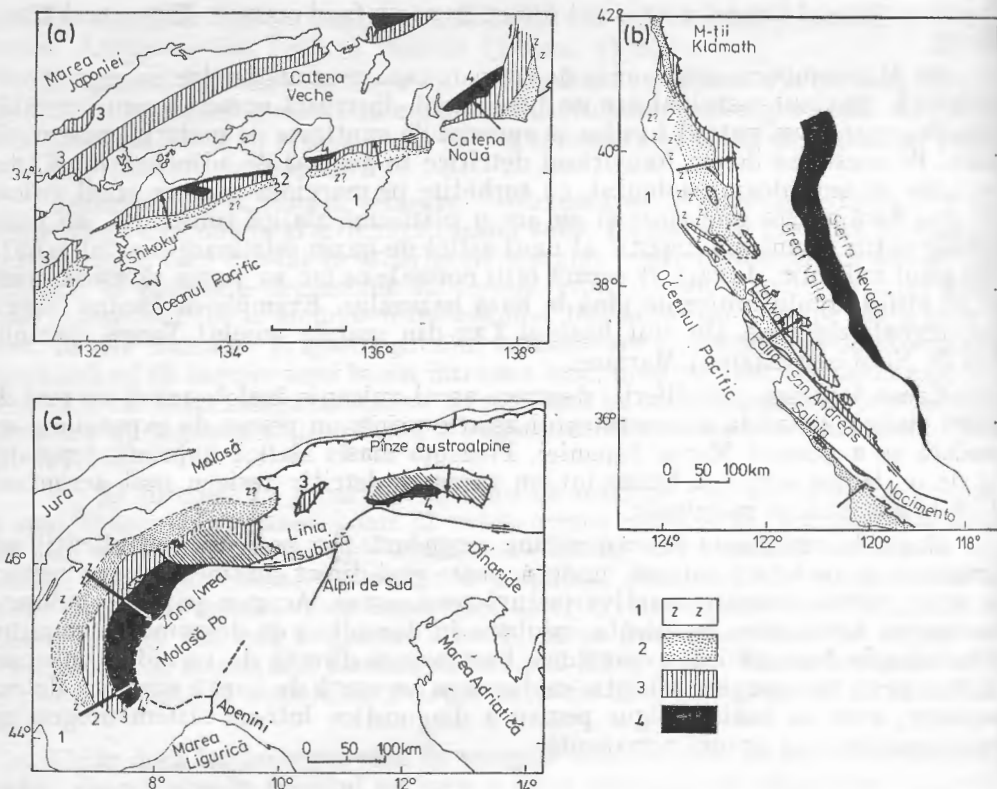


Fig. 5.55 — Dispunerea zonelor de metamorfism de P/T ridicat și scăzut. (a) În Japonia cu două catene paralele: catena veche la vest (P/T scăzut, zona Hida și P/T ridicat, zona Sabgun) și catena nouă la est (P/T scăzut, zona Ryoke-Abukuma și P/T ridicat, zona Sanbegawa); (b) Coasta de vest a Americii de Nord cu zona P/T ridicat în Munții Klamath și zona franciscană și zona de P/T scăzut în Munții Sierra Nevada; (c) în Alpii de Vest. 1, zeoliți; 2, prehnit-pupellyit; 3, lawsonit (șisturi albastre); 4, albit-amfibolit (După Ernst, 1971 cu completări după Sugimura și Uyeda, 1973 pentru Japonia și după Ernst, 1974 pentru America de Nord).

care apar succesiv, odată cu creșterea raportului P/T, următoarele minerale: laumontit, lawsonit, aragonit, jadeit și glaucofan. Paragenezele sînt numeroase și ele sînt cuprinse astăzi în termenul general de *șisturi albastre*, care își trage originea tot de la glaucofan.

Distribuția pe glob a șisturilor albastre arată clar că ele se dispun în zonele orogene, mai bine-zis în zonele de margini de plăci cu subducție. Studiile detaliate efectuate în astfel de zone începînd din 1961 (Baylei et al., 1964, 1970; Blake et al., 1967, 1969; Ernst, 1965, 1970, 1971, 1972, 1973; Miyashiro, 1967, 1972, 1973 etc.), au dovedit că relația nu este numai spațială ci genetică, rocile faciesului cu glaucofan fiind o consecință directă a subducției.

Desigur, procesul de subducție nu este responsabil numai pentru formarea șisturilor albastre căci el regizează întregul mecanism al orogenezei, inclusiv al metamorfismului în totalitatea lui. În acest sens am fi obligați să prezentăm în acest capitol toate faciesurile metamorfismului regional. Deoarece în general faciesurile de presiune medie sau scăzută sînt mult mai bine cunoscute (ele făcînd

pînă recent aproape exclusiv subiectul tratatelor de petrologie), ne putem dispensa de prezentarea lor detaliată, pentru a ne concentra atenția asupra metamorfismului de presiune ridicată, urmînd ca în final să prezentăm tabloul genetic general al tuturor metamorfitelor, în sensul statuat astăzi de tectonica globală.

Condițiile fizice și chimice ale metamorfismului șisturilor albastre. O diagramă de P—T pune în evidență regimul aproximativ al faciesurilor metamorfice (fig. 5.56). După cum se vede, șisturile albastre ocupă zona de presiune ridicată și temperatură scăzută.

Pentru a se stabili condițiile de cristalizare au fost efectuate cercetări de laborator și au fost studiate profile bine deschise din formațiunea franciscană (California), din Japonia, Oregon și Noua Caledonie, efectuîndu-se asupra lor determinări de termometrie izotopică (Ernst, 1971, 1973). Cele din urmă au arătat pentru minerale coexistente o echilibrare izotopică ($0^{18}/0^{16}$) la temperaturi între 170—315°C.

Cercetările de laborator au fost efectuate asupra principalelor minerale din paragenezele de șisturi albastre pentru a se stabili echilibrele de fază mineralo-

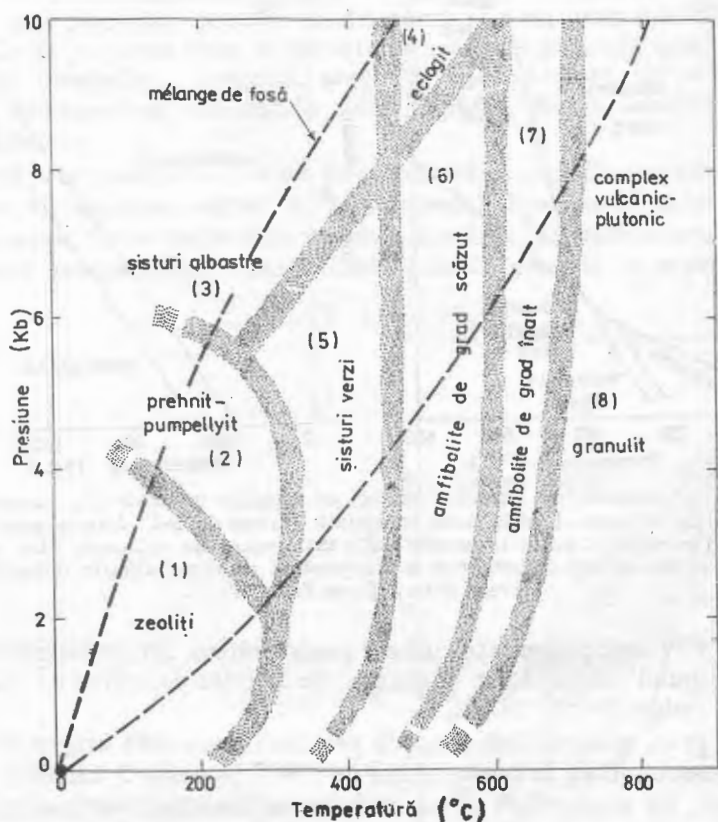


Fig. 5.56 — Diagramă P—T cu dispunerea principalelor faciesuri metamorfice deduse experimental pe baza datelor de izotopi ai oxigenului. Numerele indică faciesurile din fig. 5.60.b (După Ernst, 1974).

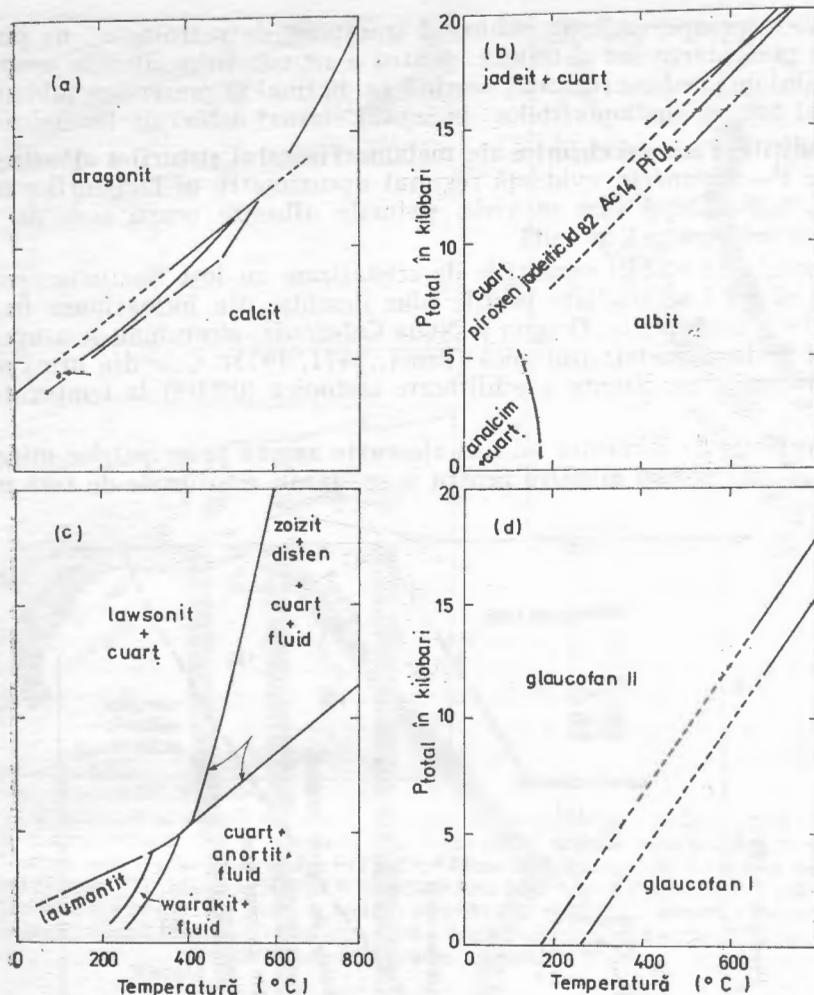


Fig. 5.57 — Fazele de echilibru pentru principalele minerale din parageniza șisturilor albastre. Liniile pline reprezintă curbele de P-T determinate prin reacții reversibile; liniile întrerupte curbe extrapolate sau calculate. Mai multe curbe pentru aceeași schimbare de fază reprezintă rezultate diferite obținute de diverși autori (După Ernst, 1973).

gică. În fig. 5.57 sînt prezentate curbele pentru cîteva din principalele minerale. Curbele corespund rezultatelor obținute de diferite colective de autori (pentru detalii a se vedea Ernst, 1973).

(a) Un prim mineral indicator de presiune mare este aragonitul. El apare în procesele metamorfice la temperatura de 200°C la peste 5 kilobari iar la 500°C la 10 kilobari. El se prezintă ca un carbonat ortorombic foarte pur.

(b) Al doilea mineral tipic, piroxenu jadeit, prezintă faza de cea mai mare presiune din întreaga serie fiind stabil, în prezența cuarțului, la peste 7 kilobari pentru 200°C și la peste 13 kilobari pentru 500°C. Jadeit + cuarț este în echili-

bru cu albitul, dar dacă apa este la o presiune egală cu presiunea totală, la temperaturi sub 190°C locul albitului îl ia asociația analcim + cuarț.

(c) Silicații de Ca-Al prezintă un tablou complex de echilibru. Lawsonitul este stabil în prezența cuarțului numai la peste 3 kilobari; la presiuni mai mici și sub 300°C el este înlocuit de laumontit, care la temperaturi mai mari este și el înlocuit treptat de wairakit.

(d) În ce privește glaucofanul, el prezintă două forme cu o zonă de tranziție între ele. Toți amfibolii sodici naturali cunoscuți pînă acum aparțin grupului II, rocile care îi conțin trebuind ca atare să se fi format în condiții de la 1 kilobar la 200°C la 10 kilobari la 500°C. Relațiile de stabilitate pentru pumpellyit și prehnit sintetic au dat valori divergente, fapt pentru care nu a mai fost construită o diagramă. Se poate spune însă că, coexistența acestor minerale este favorizată de prezența apei la o presiune de 4 kilobari și o temperatură de 300°C.

Din datele prezentate mai sus, sintetizate în fig. 5.58 și aplicate paragenezelor cunoscute din aflorimente, se poate trage concluzia că șisturile albastre cristalizează în intervalul de temperatură de 150—500°C și la presiuni de 2 kilobari, dar mai ales la peste 3 kilobari, ajungînd pînă la 8—10 kilobari. Domeniul lor de existență este prezentat punctat în diagramă. La un grad mai mic de metamorfism rocile de presiune mare se caracterizează prin prezența următoarelor minerale: zeoliți, pumpellyit, lawsonit, aragonit și jadeit-cuarț, iar la condiții mai avansate de metamorfism mineralele zoizit, epidot, disten, omfacit, granat și hornblende albastre.

În ce privește condițiile chimice de metamorfism, analizele globale efectuate asupra rocilor din serie au arătat că ele se aseamănă cu rocile seriei de presiune scăzută. În general toate rocile sînt saturate în silice. Trebuie admis că în cursul tuturor fazelor metamorfice o fază fluidă a fost prezentă la o presiune apro-

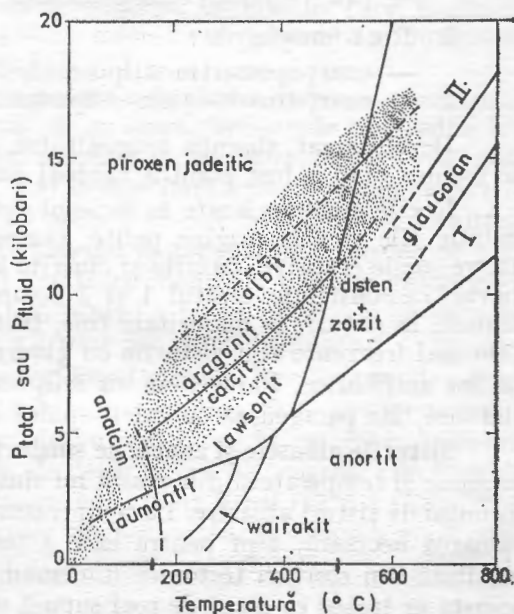


Fig. 5.58 — Diagramă prezentînd relațiile de fază pentru sistemul $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, CaCO_3 , $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ și $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ în prezența silicei în exces și a apei. Aria punctată corespunde faciesului de șisturi albastre (După Ernst, 1973).

piată de cea litosferică deoarece totdeauna se găsesc vine ce conțin aceleași minerale cu masa înconjurătoare. Cu ajutorul izotopilor oxigenului a fost demonstrată prezența unui rezervor de lichid puternic încărcat cu O, deci probabil apă. Toate acestea arată că în cursul metamorfismului prograd al șisturilor albastre a fost prezentă o fază lichid apoasă la o presiune egală cu cea hidrostatică.

Mineralogia și petrografia șisturilor albastre. Șisturile albastre prezintă o largă posibilitate de asociere a mineralelor, cele proprii faciesului cu glaucofan cu altele. În funcție de materialul de origine, au fost distinse următoarele parageneze (Turner și Verhoogen (1960):

A. Roci pelitice:

- muscovit-clorit-cuarț (—glaucofan);

B. Roci cuarțo-feldspatice:

- cuarț-jadeit (—muscovit-glaucofan);
- cuarț-jadeit-lawsonit-glaucofan;
- cuarț-lawsonit-glaucofan;
- cuarț-muscovit-stilpnomelan-glaucofan;
- cuarț-albit-crossit;

C. Roci bazice:

- lawsonit-glaucofan-sfen;
- lawsonit-pumpellyit-glaucofan (—sfen);
- almandin-lawsonit-glaucofan-muscovit;
- epidot-pumpellyit-glaucofan (—sfen);
- lawsonit-jadeit-glaucofan (—sfen);
- albit-epidot-clorit-muscovit (—glaucofan);

D. Roci calcaroase:

- calcit-epidot-clorit-glaucofan;

E. Roci feruginoase:

- cuarț-spessartin-stilpnomelan-glaucofan;
- cuarț-crossit-egirin-stilpnomelan.

De remarcat absența aragonitului, a cărui importanță nu a fost sesizată la vremea când a fost stabilit tabloul de mai sus.

Rocile metamorfozate în faciesul șisturilor albastre nu prezintă o mare varietate. Ele sînt la origine pelite, grauwacke, mîluri calcaroase, cherturi, iar dintre rocile eruptive, bazalte și cinerite bazaltice. Cu alte cuvinte întreaga gamă de roci ce constituie stratul 1 și 2 oceanic. Prin metamorfism ele au fost transformate în șisturi, în majoritate fine, filitice, mergînd pînă la aspecte granulare. Cele mai frecvente sînt șisturile cu glaucofan, foarte asemănătoare ca aspect șisturilor amfibolice. Parageneza cu stilpnomelan este derivată din cherturile radiolaritice, iar parageneza cu calcit-epidot din mîluri calcaroase.

Șisturile albastre și zonele de subducție. În condițiile naturale de gradient de presiune și temperatură din crustă nu sînt întruniți parametrii necesari metamorfismului de șisturi albastre. La temperatura cerută, presiunea litostatică nu atinge valoarea necesară, fapt pentru care a fost admisă existența unei suprapresiuni rezultată din eforturi tectonice (Coleman, 1972, Blake et al., 1967 etc.). Pentru aceasta ar trebui ca masa de roci supusă unui atare stress să prezinte o rezistență

suficientă ca să-l poată prelua. Or, majoritatea rocilor din zonele afectate de un metamorfism de acest tip sînt de rezistență scăzută, fiind șisturi fine, în ciuda faptului că ele cuprind minerale de metamorfism avansat cum ar fi jadeitul sau glaucofanul. Pentru condițiile normale de $P - T$ din crustă, ar trebui ca stressul tectonic să fie de circa 4 kilobari, or, studiile experimentale au arătat că deformările penetrative pe care le prezintă rocile seriei nu au necesitat o supra-presiune tectonică mai mare de 1 kilobar. Aceste fapte arată că pentru formarea șisturilor albastre sînt de așteptat condiții geologice cu totul speciale.

Înainte de a se accepta teoria expansiunii fundurilor oceanice au fost cercetători care au asociat șisturile albastre cu fosele oceanice (Baylei et al., 1964; Myashiro, 1967), plecînd de la descoperirea fluxului termic scăzut din acestea. Prin dezvoltarea teoriei s-a văzut că o placă care se subduce oferă condițiile cerute de metamorfismul șisturilor albastre deoarece, în ea, la adîncime egală, raportul T/P este mai mic decît în litosfera normală din cauza temperaturii mai scăzute. Amintim în acest sens cîmpul termic determinat pentru plăcile subduse.

O secțiune teoretică prin partea superioară a litosferei, într-o zonă de subducție, oferă condițiile de temperatură din fig. 5.59 *a* (Ernst, 1973). Dintre diferitele modele propuse a fost ales pentru trasarea izotermelor cel al lui Oxburgh și Turcott (1970). Se observă puternica abatere în jos a izotermelor în lungul planului de subducție. În lungul lui se poate calcula și presiunea litostatică acordînd rocilor densități corespunzătoare. Dacă pe o astfel de schemă a distribuției relației P/T este aplicată diagrama de stabilitate a mineralelor tipice seriei șisturilor verzi din fig. 5.58 se obține modelul din fig. 5.59. *b*, din care reiese modul în care se dispun diversele tipuri de șisturi albastre în lungul planului de subducție.

În ciuda caracterului poate prea aproximativ al construirii unui astfel de model, el relevă cîteva fapte ce trebuie reținute. În primul rînd, dispunerea mineralelor cu grad crescînd de metamorfism pe placă în jos arată sensul de mișcare a plăcii, fiind deci un indice de polaritate. În al doilea rînd, succesiunea diverselor minerale și poziția lor față de fosă depinde de deflecția izotermelor care, la rîndul ei, depinde de proprietățile termice ale plăcii, respectiv de grosimea și înclinarea ei, și de viteza de convergență dintre plăci.

Cu un astfel de model se poate opera pentru a se obține diversele parageneze existente în natură. Așa de pildă faciesul de *mélange* corespunde unei adîncimi mai mici decît cea care este atribuită paragenezei jadeit-cuarț, cu care este asociat, fapt pentru care, pentru a „scoate” mai la suprafață această parageneză, trebuie operat, fie asupra înclinării plăcii fie asupra vitezei de subducție. Dealtfel, după ce au fost precizate aceste concepte privind metamorfismul zonelor de subducție, în momentul de față cercetătorii detaliază condițiile fizice și geochimice în care are loc metamorfismul de acest tip, pentru a putea interpreta în termeni de dinamică a litosferei seriile de șisturi albastre din catenele cutate.

Metamorfismul regional în lumina tectonicii globale. Rocile seriei de șisturi albastre au pînă la urmă o răspîndire relativ redusă pe glob, fapt care nu ar justifica interesul considerabil care li se acordă în ultimul timp. Se organizează simpozioane și conferințe dedicate exclusiv lor, ele dețin în marile congrese cîte o secție și li se dedică volume speciale, cum ar fi cele editate de Ernst (1975 *a* și *b*). Dar, chiar dacă ocupă în economia scoarței un loc modest, șisturile albastre au deschis o fereastră spre înțelegerea în ansamblu a proceselor metamorfice, integrîndu-le în mecanismele tectonicii globale.

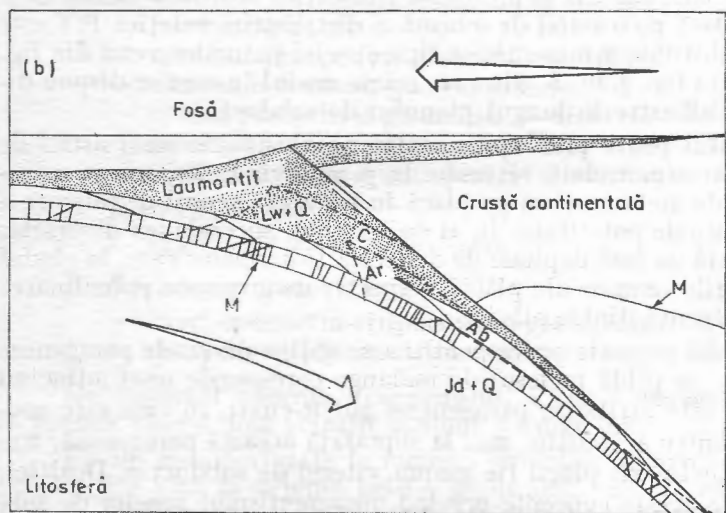
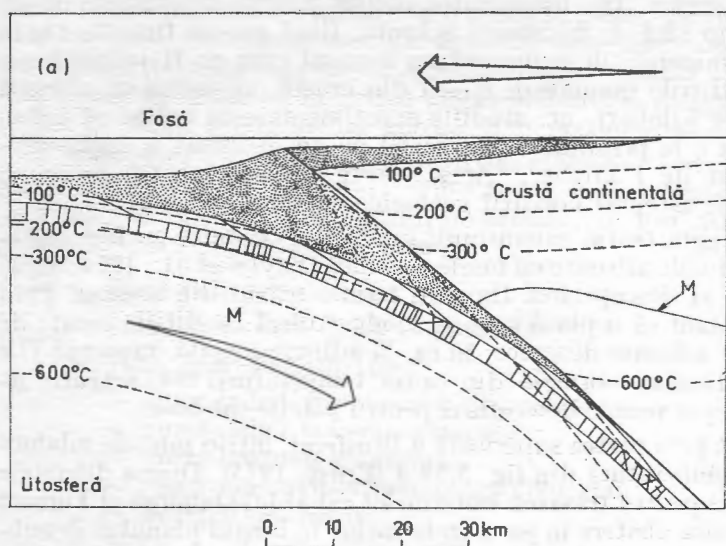


Fig. 5.59 — Distribuția mineralelor din paragenze șișturilor albastre în zonele de subducție. (a) Distribuția temperaturii; (b) Distribuția mineralelor. Punctat, sedimente și metasedimente terigene; hașurat, crustă oceanică; stratul magmatic; în alb între precedentele, sedimente pelagice pe crustă oceanică. M, Moho; LW, lawsonit; Q, cuarț; C, calcit; Ab, albit; Ar, aragonit; Jd, jadeit (După Ernst, 1973).

Din datele experimentale și considerațiile teoretice expuse mai sus, rezultă că rocile seriei de șisturi albastre iau naștere în zonele de subducție cu viteză mare de convergență, la adâncimi de ordinul a 30 km. La adâncimea de circa 100 km placa, constituită din roci bazice și ultrabazice, este transformată în eclogit, iar la circa 150 km începe topirea ei și formarea magmelor ce urcă apoi spre suprafață.

Integrind aceste elemente într-o schemă generală, obținem imaginile din fig. 5.60 în care sînt separate principalele diviziuni structurale (a), pe care sînt înscrise faciesurile metamorfice (b). În zona „normală” din dreapta, considerată a fi o placă cu crustă continentală, sub Moho (aproximativ izoterma de 600°C) se află mantaua litosferică formată din eclogit. Crusta continentală are o structură stratificată evidențiind faciesurile metamorfismului regional: zeolitic—șisturi verzi—amfibo-

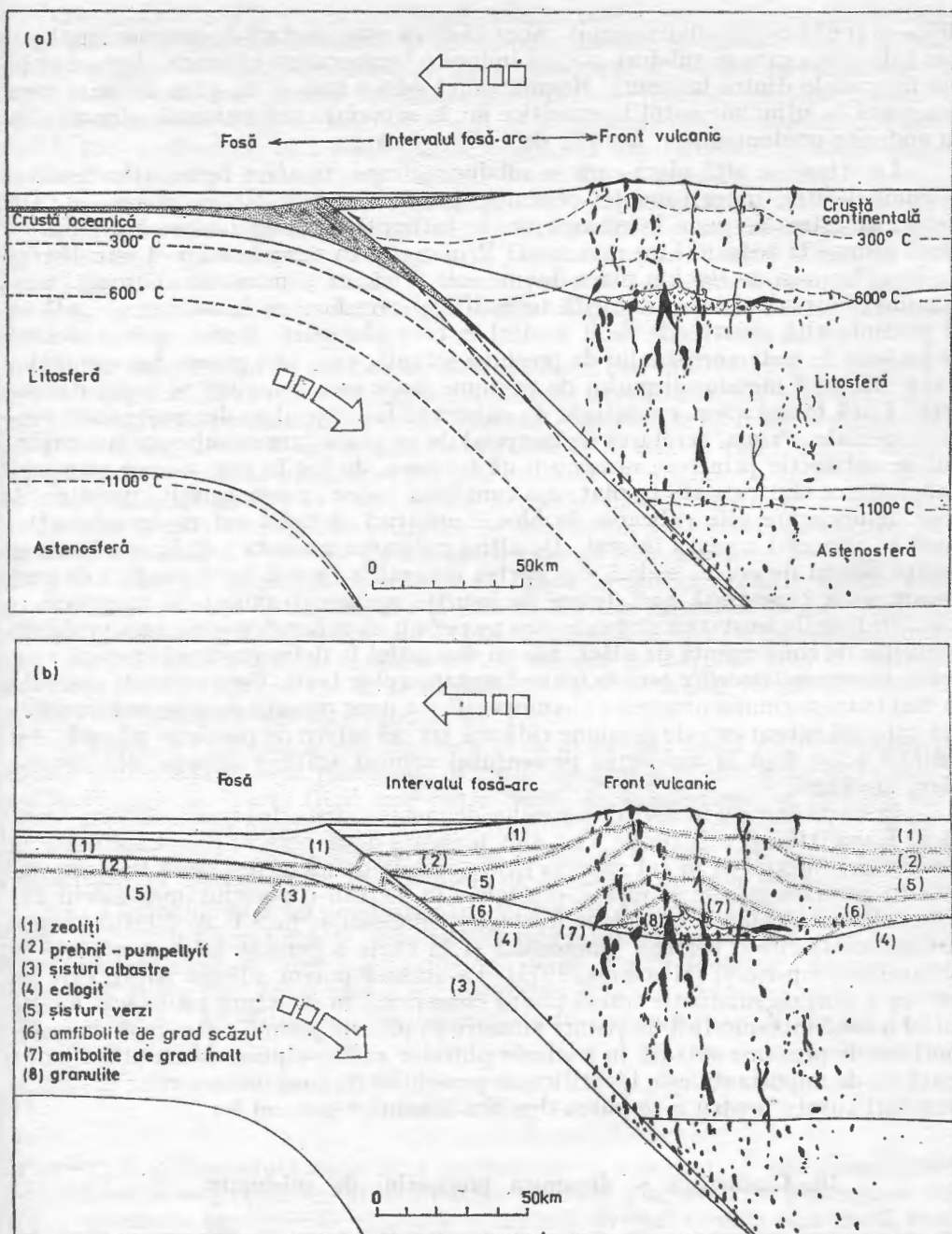


Fig. 5.60 — (a) Principalele diviziuni structurale din zonele de subducție și traseul izotermelor. Punctat, formațiuni sedimentare; în negru, topituri provenind din placa subdusă și care antrenează topirea materialului din astenosfera și mantaua litosferică supraiacentă; v-urile, zona inferioară a crustei continentale, bogată în apă, parțial topită. (b) Distribuția diverselor faciesuri metamorfice în funcție de condițiile tectonice din figura (a). Zonele de separație dintre faciesuri corespund celor din fig. 5.58 (După Ernst, 1974).

litic—granulitic (cu subdiviziuni). Această stivă este afectată de magmatismul generat de placa care se subduce și care induce o temperatură ridicată, deplasând în sus izogradele dintre faciesuri. Magmatismul aduce însă și un plus de masă care generează în adâncime batolite granitice iar la suprafață vulcanismul calco-alkalin cu andezite predominante, însoțite de riolite și dacite.

La stînga se află placa care se subduce și care, în afara faciesurilor zeolitice și pumpellyitic, proprii crustei oceanice, prezintă numai metamorfismul de tip șisturi albastre. Se pune întrebarea: ce se întîmplă cu acest facies pe măsură ce placa ajunge la adîncimi tot mai mari? Prin creșterea temperaturii el este distrus iar la adîncimea de 100 km placa devine eclogitică, ca și mantaua alăturată, păstrîndu-și individualitatea datorită termalității care face ca la adîncime egală ea să prezinte altă constituție decît mediul în care plonjează. Astfel, spre deosebire de faciesurile metamorfismului de presiune scăzută, care sînt perene într-un regim static, faciesul metamorfismului de presiune mare este tranzient și supus distrugerii. Dacă totuși avem cunoștința de existența lui, faptul se datorește unor condiții speciale. Prima, acretarea de material de pe placa care se subduce la complexul de subducție printr-un mecanism de formare, de jos în sus, a unor structuri imbricate ce sînt ridicate treptat, așa cum vom vedea în subcapitolul următor. A doua împrejurare este ridicarea în bloc, izostatică, a unui sistem de subducție, după ce procesul însuși a încetat. De altfel ridicarea izostatică trebuie admisă și pentru blocul de crustă sialică din partea dreaptă a figurii, ridicare fără de care nu am avea cunoștința nici despre faciesurile metamorfismului de îngropare.

Ridicările izostatice sînt cele care ne permit să cunoaștem structura profundă a zonelor de convergență de plăci. Ele au dus astfel la definirea unui concept nou, acela de *zone metamorfice pereche* (paired metamorphic belt). Este vorba de prezența în mai toate regiunile orogenice circumpacifice a unor perechi de zone metamorfice din care cel extern este de presiune ridicată iar cel intern de presiune scăzută. Am amintit acest fapt la începutul prezentului capitol arătînd situația din diverse părți ale lumii.

O scurtă trecere în revistă a zonelor de metamorfism de șisturi albastre arată că în Kamciatka și Siberia de Vest sînt prezente două perechi (metamorfizate în mezozoicul inferior și în cel superior), în Japonia de asemenea două (metamorfizate în permian-jurassic și jurassic-cretacic), în Taiwan o pereche (mezozoicul tîrziu), în Noua Zeelandă o pereche (cretacic), în Canada, în S.U.A. (statul Oregon și California) cîte o pereche (mezozoic) și în Chile o pereche (metamorfizată în paleozoicul superior), (Myashiro, 1973). La acestea putem adăuga Alpii, care nu mai au o zonă de subducție activă ci una conservată în structura geologică. Există astfel o zonă metamorfică de șisturi albastre în pînzele peninice și o zonă de metamorfism de presiune scăzută în nucleele pînzelor austro-alpine. Acest ultim punct arată cît de importantă este identificarea perechilor de zone metamorfice în vechile structuri cutate pentru a se putea descifra dinamica genezei lor.

10. Cinematica și dinamica procesului de subducție.

Spre deosebire de zonele de expansiune, unde procesele cinematice au putut fi urmărite în detaliu datorită faptului că în majoritate ele au loc la suprafața crustei oceanice, sînt perfect simetrice și rămîn imprimate în caracterele morfologice și geofizice ale acestei cruste, în zonele de subducție cinematica este mai greu de descifrat, procesele avînd loc la adîncime, fiind asimetrice și acționînd asupra

unui material care, prin definiție, dispăre pentru totdeauna în profunzimile mantlei. Seismicitatea, magmatismul și morfologia, la care se adaugă fluxul termic și câmpul gravitic, sînt elementele pe baza cărora pot fi deduse mecanismele ce operează în aceste zone. Acesta este motivul pentru care ipotezele privind dinamica și cinematica procesului de subducție sînt atît de numeroase, majoritatea rămîind la faza de ipoteze, fără posibilitatea verificării lor. În cele mai multe cazuri ele sînt construite pe cîte un grup de fapte de multe ori greu de conciliat cu celelalte. Așa se face că dispunem de ipoteze privind magmatismul, seismicitatea sau evoluția morfologică a zonelor de subducție, fără posibilitatea elaborării, deocamdată, a unei teorii unice care să înglobeze toate aspectele. Ținînd seama de cele de mai sus, prezentarea ce urmează va avea caracterul de enumerare a unor ipoteze de autor, de multe ori contradictorii și din care cu greu s-ar putea constitui o imagine coerentă generală.

Formarea zonelor de subducție. McKenzie afirma, în 1977, că este destul de ușor să explici modul în care ia naștere o zonă de expansiune dar este mult mai greu să găsești mecanismul prin care se formează o zonă de subducție. O primă ciudățenie relevată de acest autor este discrepanța de spațiu și timp dintre zonele de expansiune și cele de subducție. Primele au astăzi o lungime cu mult mai mare decît ultimele, iar pe de altă parte zonele de subducție actuale din jurul Pacificului datează de mai bine de 200 milioane de ani, în timp ce zonele de expansiune sînt mult mai tinere. Procesele de subducție tind să sudeze plăcile, să reducă numărul lor, ceea ce înseamnă că trebuie să existe mecanisme relativ ușoare prin care iau naștere zone de expansiune și care să ducă la formarea de noi plăci. Să adăugăm și observația că nicăieri nu se găsesc zone de subducție în mijlocul unui ocean, de pildă în Pacific, și că ele se află totdeauna pe margini, ceea ce arată că nu există posibilitatea ca ele să se formeze spontan, oriunde. Formarea lor este regizată de anumite constrîngeri mecanice.

O placă ce se subduce este mai rece și ca atare mai densă decît astenosfera pe care plutește și în care plonjează. Excesul de densitate este principala cauză a coborîrii plăcii. Crusta fiind mai puțin densă decît mantaua, ea conferă unei plăci, pe care ocupă o suprafață mare, o densitate medie mai mică, fapt ce face ca ea să reziste mai bine unei coborîri în astenosferă. Este fenomenul denumit flotabilitate și care prezervă continentele de la dispariție prin subducție.

1. Plecînd de la aceste considerații, Molnar și Atwater (1978) fac următorul raționament: litosfera formată într-un rift este subțire și caldă dar prin migrare laterală se îngroașă, se răcește și devine mai densă. Cu cît procesul este mai avansat cu atît placa rece are o mai mare instabilitate gravitațională și este pasibilă unei subducții. Instabilitatea gravitațională a fost calculată de McKenzie (1969) pe baza ecuației

$$(\rho_a - \rho_c)g D = \frac{1}{2} \rho_a \sigma T L g$$

în care ρ_a și ρ_c reprezintă densitatea astenosferei și a crustei, T este temperatura astenosferei, σ este coeficientul de dilatare termică, g accelerația gravitației, iar L și D grosimea litosferei și, respectiv a crustei. Primul termen reprezintă forța pe unitate de suprafață care face ca crusta să plutească, iar al doilea termen forța pe unitate de suprafață a flotabilității negative a litosferei reci. Dacă primul termen este mai mare, placa este stabilă, dacă al doilea este mai mare, apare instabilitatea și tendința plăcii de a coborî în astenosferă pentru restaurarea echilibrului.

lui gravitațional. Dacă se iau valori rezonabile, adică $\rho_a = 3,55 \text{ g/cm}^3$, $\rho_c = 2,85 \text{ g/cm}^3$, $\sigma = 3 \times 10^{-5} \text{ C}^{-1}$, $T = 1200^\circ\text{C}$ și $D = 6 \text{ km}$, rezultă că cei doi termeni sînt egali la $L = 50 \text{ km}$. Aceasta înseamnă că o placă de peste 50 km grosime devine instabilă, cu tendința de coborîre în astenosferă.

Pe de altă parte, se știe că structura termică a unei plăci este legată de vîrstă ei prin relația $L = v \frac{1}{2}$, adică, grosimea (L) crește cu rădăcina pătrată a vîrstei (v). Aceasta înseamnă că o placă se îngroașă rapid cu vîrsta, avînd de pildă la 80 milioane de ani dublul grosimii de la 20 milioane de ani. Relația este cu aproximație valabilă pînă la vîrsta de 80 milioane de ani (Parson și Sclater, 1977). Parker și Oldenburg (1973) au calculat că o placă dobîndește o grosime de 50 km la circa 30 milioane de ani, valoare cu un grad de incertitudine de un factor sau doi, avînd în vedere nesiguranța în ce privește valorile atribuite parametrilor din ecuația de stabilitate. Aceasta înseamnă că o placă litosferică devine instabilă cînd depășește vîrsta de aproximativ 30 milioane de ani, gradul de instabilitate crescînd cu vîrsta.

Ca să testeze aceste date, Molnar și Arwater au înscris într-un tabel toate zonele de subducție în ordine descrescîndă a vîrstei plăcii în zona de subducție, precum și structura zonei de retroarc, dacă este simplă, cu bazin marginal sau cu tectonică de compresiune (scurtare prin cutare de tip andin). Valorile s-au ordonat în sensul că subducțiile la care placa inferioară are peste 100 milioane de ani generează bazine marginale cu expansiune activă, cele cu placa de 50—100 milioane ani sînt simple, iar plăcile sub 50 milioane de ani au o tectonică de compresiune de tip andin (prezentă mai ales la subducțiile subcontinentale, dar și de arc insular, cum ar fi Alaska, unde însă mai departe pe continent se găsesc structuri cutate în munți înalți) (fig. 5.61). Plecînd de la aceste elemente, autorii menționați construiesc un model cinematic.

Cu creșterea vîrstei o placă cu crustă oceanică devine instabilă gravitațional și are tendința să coboare în astenosferă, proces inexorabil cînd depășește 100 milioane de ani (cazul foselor de pe latura de vest a Pacificului). Odată declanșată, subducția este întreținută de însăși greutatea plăcii. O placă foarte veche, rece și densă, va avea o viteză de alunecare mare, ceea ce va face ca mișcarea de convergență a plăcilor să nu poată ține pasul. Placa superioară va fi supusă unor forțe de distensie ce va duce la ruperea ei și la formarea unui bazin marginal. O placă mai puțin veche va avea o subducție mai lentă, fapt pentru care nu ia naștere un bazin marginal. În sfîrșit, o placă sub 50 milioane de ani este încă stabilă, dar dacă din alte motive ea este obligată să se subducă, avînd flotabilitate încă mare, va induce un puternic stress de compresie asupra plăcii superioare, unde vor lua naștere structuri cutate și munți înalți. Este cazul subducțiilor de tip andin. Pentru ele trebuie găsite însă forțe suplimentare capabile să silească o placă tînără să se subducă, forțe pe care autorii menționați nu le discută.

Plecînd de la ultima observație, ne putem pe drept cuvînt întreba de ce plăcile Antarctică (10—40 milioane ani), Nazca (10—50 milioane ani), Cocos (5—20 milioane ani) au ajuns să se subducă sub Placa americană, iar pe marginea de est a Americii de Nord, unde placa oceanică a Atlanticului are o vîrstă de 165 milioane ani, nu a luat naștere o zonă de subducție, ca dealtfel nici pe marginea de vest a Africii, unde litosfera ce suportă Atlanticul are o vîrstă de 125 milioane ani. Cu alte cuvinte, care sînt factorii care determină decuplarea crustei oceanice de cea continentală cu formarea unei subducții de tip continental?

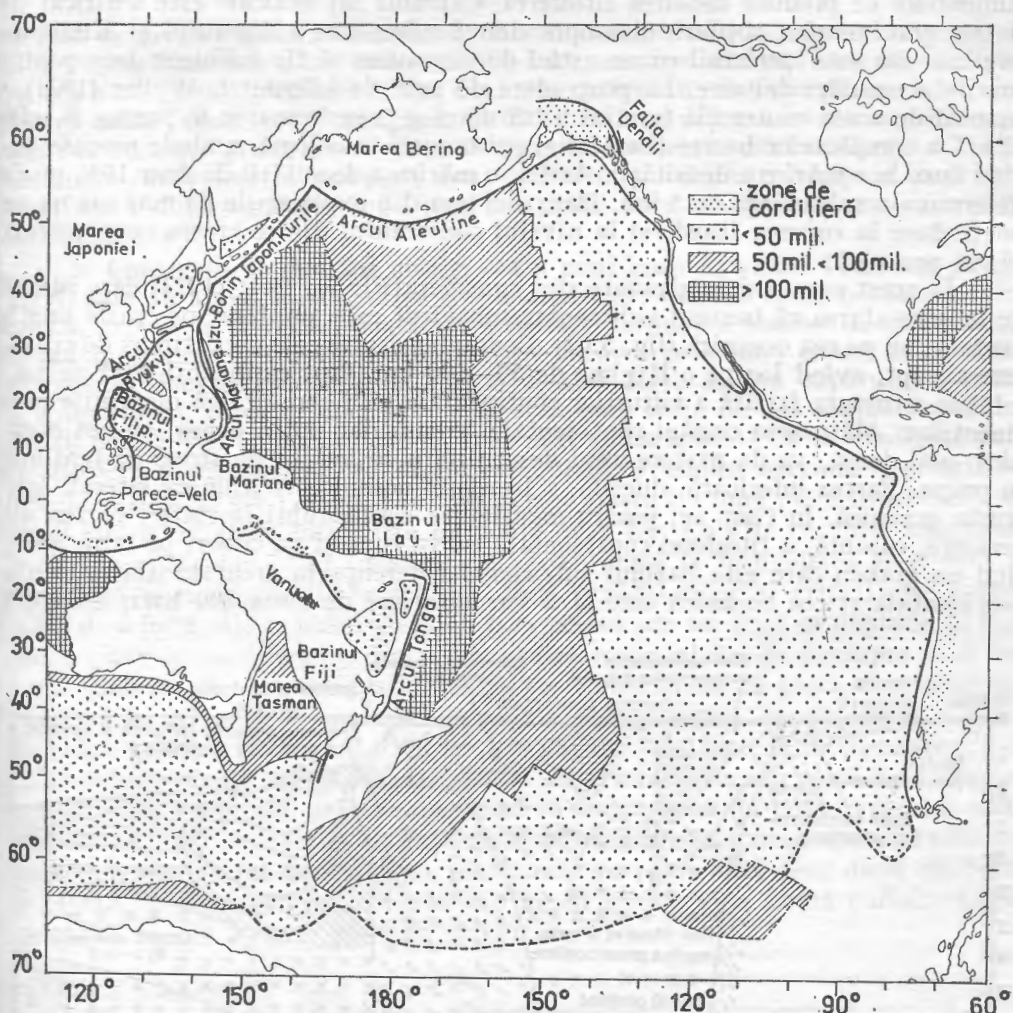


Fig. 5.61 — Harta Oceanului Pacific prezentind vârsta fundului oceanic, zonele tectonic active de tip andin și principalele fose din partea nordică și vestică. De notat vârsta tinăă a bazinelor marginale (După Molnar și Atwater, 1978).

2. Decuplarea a fost pusă adesea pe seama încărcării cu sedimente a crustei oceanice (de pildă Dietz, 1974), fapt pentru care problema merită a fi examinată mai în detaliu. Pe coasta atlantică a Americii de Nord, sub relieful șters al plat-formei continentale și a piemontului continental, se află o acumulare de sedimente terigene ce atinge 12 km grosime, cuprinse într-un bazin ce a funcționat subsident, din jurasic până în holocen, pe toată lungimea continentului, din Labrador până în zona Bahamas (Sheridan, 1974). Practic aici s-au acumulat sedimente din momentul formării riftului medioatlantic și a marginii continentale respective. O astfel de subsidență considerabilă a fost pusă de Walcott (1972) pe seama unui fenomen pur mecanic, determinat doar de greutatea proprie a se-

dimentelor ce produce îndoirea litosferei. Calculul lui Walcott este verificat de datele gravimetrice obținute deasupra deltei submarine a Nigerului și Mississipi-ului, dar este probabil ca un astfel de mecanism să fie suficient doar pentru marile acumulări deltaice, cu progradare de sute de kilometri. Wyllie (1971) a invocat de aceea contracția termică a litosferei și transformarea în partea ei inferioară a complexelor bazice (bazalte și gabbrouri) în eclogit, ambele procese putând duce la o mărire a densității. Astfel, o mărire a densității de doar 10% poate determina o subsidență de 5 km. Dar, nici una din explicațiile de mai sus nu ne poate duce la ruperea litosferei la nivelul contactului dintre crusta continentală și cea oceanică.

În acest sens mai interesante sînt considerațiile lui Bott (1971) care pleacă de la constatarea că bazinul sedimentar subsident este amplasat pe crusta continentală, nu pe cea oceanică (fig. 5.62). Contactul dintre cele două tipuri de crustă este abrupt, avînd loc pe o lărgime de 50—100 km, fapt explicabil dacă ne reamintim structura faliată a rifturilor continentale, din care derivă marginile continentelor. Alăturarea cruste continentale, groasă dar puțin densă, cu cea oceanică, mai densă, va da naștere unui dezechilibru ce induce un stress de tensiune în prima. Partea inferioară, ductilă, a litosferei oceanice va aluneca lateral, spre crusta oceanică, în timp ce, pentru menținerea echilibrului izostatic, partea superioară, casantă, a litosferei continentale, se va rupe și va coborî pe falii, generînd un graben care este bazinul subsident. Diferența în greutate dintre crusta continentală și cea oceanică este la 5 km adîncime de circa 800 bari, ajungînd

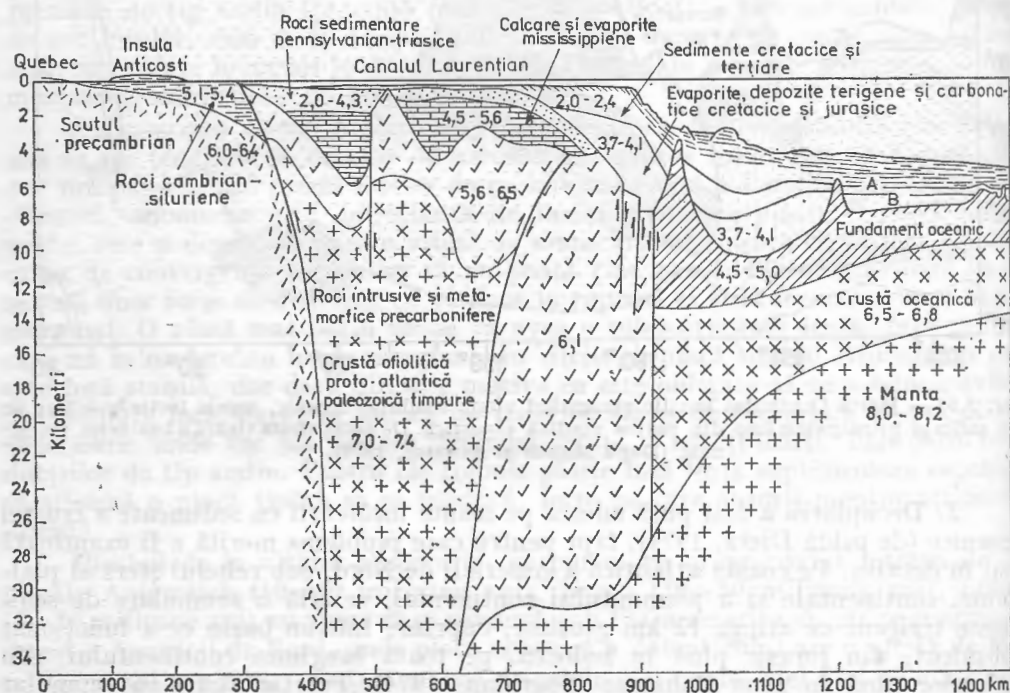
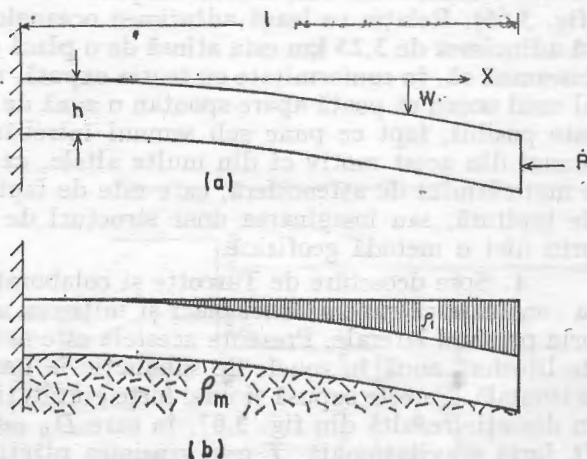


Fig. 5.62 — Secțiune transversală structurală în marginea de est a Americii de Nord în zona Golfului Sf. Laurențiu. Se observă trecerea bruscă de la crusta oceanică la cea continentală veche (După Sheridan, 1974).

la zero la nivelul Moho. Alunecarea crustei continentale inferioare ar trebui să aibă loc ca atare sub o încărcare de 500 bari, ceea ce este mai ușor de conceput pentru o crustă oceanică mai caldă, deci mai tânără. În orice caz procesul de „alunecare caldă” (hot creep) imaginat de Bott se face dinspre crusta continentală spre cea oceanică și nu invers, cum ar necesita demararea unei subducții. De aici concluzia că încărcarea marginii unui continent cu depozite terigene (o prismă acreționară după limbajul lui Dietz) nu poate duce la inițierea unei subducții subcontinentale.

3. Concluzia de mai sus este și cea a unui grup de autori (Turcotte et al., 1977), care au ajuns la ea însă pe o cale analitică. Plecând de la teoria stratlului limită, expusă în capitolul consacrat structurii termice a zonelor de expansiune, ei iau în considerare două posibilități de încovoiere a unei grinzi în consolă: încovoierea longitudinală, prin aplicarea unei forțe asupra capătului grinzii, și o încovoiere transversală, prin aplicarea unei forțe de sus asupra capătului grinzii (fig. 5.63). În primul caz (a), calculul numeric arată că în condițiile date de litosferă și astenosferă, ca să fie încovoiată, grosimea maximă a grinzii nu trebuie să depășească 1,3 km. Or, cum partea elastică a unei plăci litosferice este de 30 km, o astfel de încovoiere nu poate avea loc. Cu alte cuvinte, compresia laterală asupra unei plăci litosferice nu poate duce la încovoierea ei și deci la demararea unei subducții. În schimb, dacă capătul liber al grinzii este apăsât în jos de o forță (b), calculul arată că încovoierea are loc și că ea depinde de lungimea plăcii și de diferența dintre densitatea materialului de deasupra ei și cea a materialului pe care stă placa. Respectiv, considerând că placa litosferică repauzează pe astenosferă (material de manta parțial topit), rezultă că la o placă de 30 km grosime și lungă de 300 km ajunge o mică diferență de densitate ca să aibă loc încovoierea (fig. 5.64). Densității materialului de sub placă i s-a acordat o valoare de $3,4 \text{ g/cm}^3$, ceea ce înseamnă că încovoierea nu poate avea loc atîta timp cît pe placă se acumulează materiale sedimentare cu o densitate mai scăzută. Dacă însă materialul de deasupra plăcii este cu puțin mai dens decît cel topit de manta de dedesubt, încovoierea are loc și grinda ia o formă curbată foarte apropiată de cea a unui plan de subducție.

Fig. 5.63 — Instabilitatea unei plăci în consolă. (a) Încovoiere longitudinală datorită unei presiuni laterale P ; (b) Încovoiere transversală datorită unei încărcări la cap. Cînd placa se curbează sub greutatea lichidului mai dens ρ_l , lichidul mai puțin dens ρ_m este deplasat (După Turcotte et al., 1977).



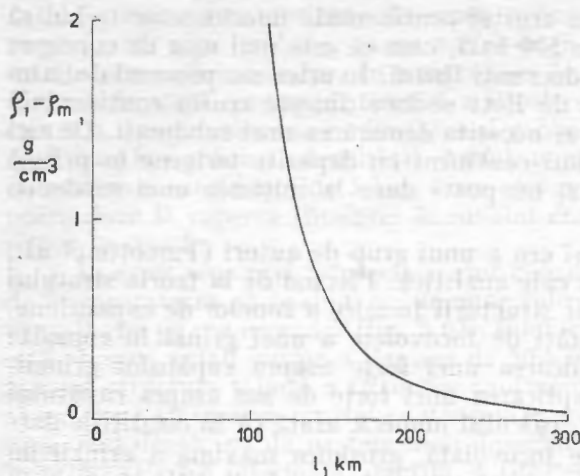


Fig. 5.64 — Diferența de densitate necesară pentru o încovoiere transversală a unei plăci în funcție de lungimea unei plăci de 30 km grosime (După Turcotte et al., 1977).

Plecînd de la considerațiile de mai sus, autorii menționați elaborează o altă teorie cu care încearcă să explice cinematica plăcilor. Punctul de plecare este definirea unui „geoid de manta”, similar cu geoidul terestru. Acesta din urmă este un „hidrogeoid”, adică înălțimea de referință la nivelul mării, care se continuă și prin relieful continental ca o suprafață echipotențială. În mod similar, se poate lua în considerare o suprafață echipotențială a materialului topit din astenosferă și care definește un geoid lipsit de acoperișul de litosferă. În acest sens termenul dat de autori nu reflectă exact ideea și ei ar fi fost mai îndreptățiți să vorbească de un „geoid de astenosferă”. Dar, indiferent de nume, un astfel de geoid dezvăluie înălțimea hidrostatică posibilă a materialului topit, în mod similar în care hidrogeoidul indică înălțimea hidrostatică a hidrosferei (fig. 5.65). Calculele au arătat că geoidul de manta se află la 3,25 km sub nivelul hidrogeoidului. Dacă el intersectează fundul oceanelor există posibilitatea ca materia topită din manta să deverseze și să se acumuleze pe crusta oceanică. Aceasta este încărcată cu un material cu densitate mare, realizîndu-se astfel condiția de încovoiere dedusă mai sus, creîndu-se posibilitatea formării unei zone de subducție (fig. 5.66). Relația ce leagă adîncimea oceanelor de vîrsta crustei oceanice arată că adîncimea de 3,25 km este atinsă de o placă de 6 milioane ani. Practic aceasta înseamnă că, în conformitate cu teoria expusă, ne putem aștepta ca în orice punct al unui ocean să poată apare spontan o zonă de subducție. Știm că acest lucru nu este posibil, fapt ce pune sub semnul întrebării valabilitatea ipotezei. Dar nu numai din acest motiv ci din multe altele, ca de exemplu tratarea ca un fluid a materialului de astenosferă, care este de fapt un solid cu doar cîteva procente de topitură, sau imaginarea unor structuri de cupolă ce nu au fost evidențiate prin nici o metodă geofizică.

4. Spre deosebire de Turcotte și colaboratorii săi, McKenzie (1977) a ajuns la concluzia că ruperea unei plăci și inițierea unei subducții poate să aibă loc și prin presiuni laterale. Prezența acesteia este neîndoielnică deoarece prin formarea de litosferă nouă în zonele de subducție ia naștere o forță ce împinge placa pe orizontală. Ea este supusă și unei forțe gravitaționale ce o trage în jos. Parametrii în discuție rezultă din fig. 5.67, în care D_R este forța de împingere laterală, iar D_g forța gravitațională, T este grosimea plăcii, ρ_m densitatea mantalei, ρ_w den-

Fig. 5.65 — Schemă ilustrând un geoid de manta, similar unui manometru pentru un hidrogeoid (După Turcotte et al., 1977).

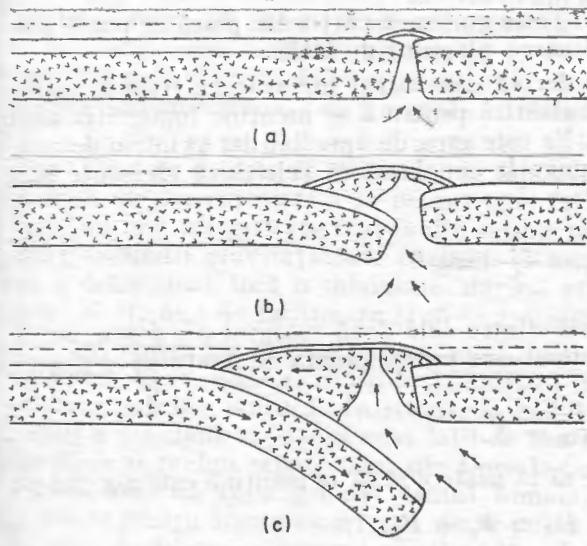
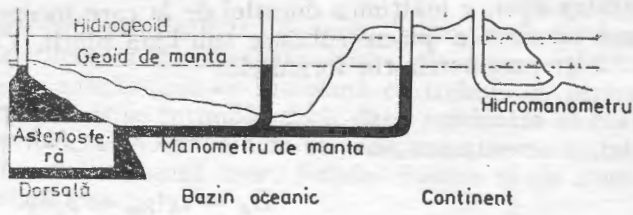
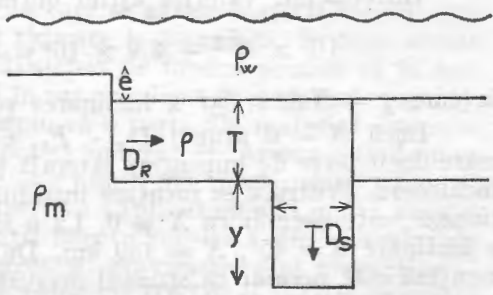


Fig. 5.66 — Model de formare a unei zone de subducție plecând de la un diapir de manta care încarcă capătul unei plăci cu un material mai dens decât pe cealaltă placă (După Turcotte et al., 1977).

Fig. 5.67 — Schiță arătând modul în care energia gravitațională determină formarea unei fosse. D_R forța de împingere laterală; D_s , forța gravitațională; T , grosimea plăcii; e , înălțimea dorsalei de la care începe mișcarea plăcii; ρ_w , densitatea apei; ρ_m , densitatea mantalei; y , adâncimea fossei (După McKenzie, 1977).



sitatea apei, e înălțimea dorsalei de la care începe mișcarea plăcii, iar y adâncimea maximă a plăcii subduse sub baza plăcii. Cele două forțe sînt legate de ceilalți parametri prin formulele:

$$D_R = e g_m (\rho - \rho_w) \frac{T}{2}$$

$$D_S = e g (\rho_m - \rho_w) y$$

în care g este accelerația gravitației.

Pe de altă parte, există două forțe ce se împotrivesc formării unei fose și care sînt generate de frecarea pe marginea plăcilor. Una, F_E este cea care are loc pe planul de falie dintre cele două plăci și care este exprimată prin formula

$$F_E = \sigma T_e \cot \theta$$

în care σ este stressul de forfecare, T_e este grosimea părții din placă ce poate prelua un astfel de stress, iar θ înclinarea planului de falie.

A doua forță de frecare, F_B , derivă din lucrul mecanic ce trebuie depus împotriva forțelor gravitaționale și elastice pentru a se menține topografia unei fose, adică adâncimea și lățimea ei. Ea este greu de apreciat dar printr-o demonstrație foarte strînsă, McKenzie ajunge la concluzia că cele două elemente sînt legate prin relația

$$W_0 = \frac{X}{2} \tan \theta$$

în care W este mișcarea pe verticală dintre cele două margini ale fosei, iar X mișcarea pe orizontală. Dacă forma fosei este independentă de X atunci se obține cu aproximație egalitatea

$$F_B = X.$$

Pentru ca o zonă de subducție să ia naștere și să se mențină este necesar ca

$$D_R + D_S > F_E + F_B.$$

Relația poate fi calculată acordînd următoarele valori diferiților parametri: $e = 3$ km, $g = 10^3$ cm sec⁻², $\rho_m - \rho_w = 2,3$ g cm⁻³, $T = 120$ km, $T_e = 80$ km, $W_0 = 3$ km, $\theta = 10^\circ$, iar $\sigma = 100$ bari. Doar ultima valoare necesită o explicație. Ea este dedusă din energia seismelor mari din arcurile insulare cu mecanism de încălecare la care stressul este apreciat a fi de 100 bari.

Introducînd valorile astfel obținute în formula finală rezultă:

$$4,1 \times 10^{15} + 6,9 \times 10^8 y = 4,8 \times 10^{15} + 2,4 \times 10^9 X$$

în care $y = X \sin \alpha$, iar α înclinarea plăcii.

Dacă $X = 0$ atunci $D_R < F_E$, ceea ce înseamnă că rezistența este mai mare decît forța de împingere laterală și nu va lua naștere o fosă ci doar falii de încălecare. Pentru a se menține instabilitatea, și deci pentru ca subducția să acționeze, este necesar ca $X \neq 0$. La o înclinare de $\theta = 90^\circ$, $X = 130$ km, iar la o înclinare $\theta = 45^\circ$, $X = 180$ km. De asemenea, pentru ca instabilitatea să se mențină este necesar ca stressul derivat din energia gravitațională să depășească

pe cel de frecare, ceea ce nu se realizează decît la un stress compresiv de 800 bari. O altă condiție este aceea ca diferența de densitate dintre placa ce coboară și mantaua înconjurătoare să se mențină, ceea ce înseamnă că trebuie să persiste diferența de temperatură. Aceasta nu se întîmplă decît dacă subducția se realizează cu o viteză mai mare de 1,8 cm/an. După cum se vede, menținerea instabilității unei plăci litosferice nu se realizează ușor, forțele elastice și de frecare jucînd un important rol stabilizator.

Considerațiile de mai sus ne ajută să rezolvăm cîteva cazuri de subducții, din care unele sînt în formare sub ochii noștri. Să încercăm o primă aplicare la problema nerezolvată a foselor cu subducție subcontinentală de pe coasta de vest a Americii de Sud. Diferența de densitate dintre o crustă continentală și una oceanică poate produce o forță orizontală în aceeași măsură în care o realizează și o ridicare a unei dorsale. Astfel o diferență de nivel de 7 km dintre un fund oceanic și o masă continentală ridicată (3 km peste nivelul mării și 4 km dedesubt), poate să mențină un stress de compresie de 850 bari (McKenzie, 1977). Relația dintre adîncimea fundului oceanic și vîrsta plăcii arată că adîncimea de 4 km este atinsă la o vîrstă de 20 milioane ani, vîrstă pe care o au toate plăcile din fața foselor sud-americane, ceea ce explică subducția lor.

Se pare că pe glob există acum trei locuri în care asistăm la formarea unor fose. Unul se găsește în Atlantic, în fața Gibraltarului, unde Placa africană ia contact cu cea eurasiatică în lungul unei falii. considerată de transformare, dar unde au fost înregistrate mai multe seisme puternice și unde au fost evidențiate mari anomalii gravitaționale pozitive și negative. O mișcare de 1,3 cm pe an nu a determinat încă o subducție, dar nu este exclus ca falia, verticală mai la vest, să fie aici de încălecare și să se transforme într-un plan Benioff.

Al doilea loc se găsește pe aceeași linie de separație, între Europa și Africa, în Marea Egee, unde există o fosă, formată în miocen, și unde Placa africană se subduce sub cea nordică. În sfîrșit, la sudul Insulei Sri Lanka (Ceylon), Sykes (1970) a presupus existența unei falii de încălecare pe care să ia forma unei subducții ce ar prelua expansiunea din Dorsala Carlsberg, după închiderea subducției indiano-asiatică ce a generat lanțul himalaian. Există încă prea puține date geofizice pentru aceste locuri, dar ele ar putea în viitor să contribuie la rezolvarea dificilei probleme a genezei zonelor de subducție.

Procesele din zona foselor. Noțiunea de subducție este astăzi de uz comun și toți cei care acceptă teoriile tectonicii globale înțeleg prin aceasta mecanismul prin care o placă oceanică alunecă, cu tot ce poartă pe ea, sub altă placă, pentru a dispărea definitiv în astenosferă, rezultatul palpabil al procesului fiind doar magmatitele generate de el și care ajung pînă la suprafață. Dar, tot în zonele de subducție se formează și catenele orogene, în care se găsesc materialele adunate în fose, cutate, tectonizate, îngrămădite și ridicate la suprafață. În felul acesta se naște o contradicție căci același material depus pe fundul oceanic și în fose este presupus a fi dus în jos (subdus), dar și în sus (implicat în structuri orogene). Contradicția este înlăturată spunîndu-se simplu că o parte din material este subdus iar alta este răsuită de placa de deasupra și adăugat ei. Acesta este desigur numai un artificiu de limbaj căci el nu relevă nimic din mecanismul intim al procesului. De-abia în ultimul timp cercetătorii s-au aplecat cu mai multă atenție asupra fenomenului, grație unei documentații bogate rezultată din cercetări de seismo-reflecție de mare penetrație, din cercetări gravimetrice și magnetice și din date directe obținute prin foraje de mare adîncime (DSDP și IPOD), carotiere

cu piston și dragaje. Pe baza acestora au fost elaborate mai multe modele dinamice dintre care vom prezenta mai jos pe cele mai importante.

1. Începem cu un foarte detaliat studiu consacrat unei zone interesante prin faptul că se găsește în imediata apropiere a unei dorsale de expansiune și care a funcționat ca zonă de subducție doar în neogen (Kulm și Fowler, 1974). Este vorba de coasta de vest a Americii de Nord, la sud de vărsarea fluviului Columbia în Pacific, în dreptul statului Oregon (bazinul Cascadia). Ea a preluat expansiunea din Dorsala Juan de Fuca, situată la 350 km spre larg și a funcționat din miocen până în pleistocen. În momentul de față ea nu are o zonă Benioff evidentă și nici o fosă. Din punct de vedere morfologic zona este simplă, având o platformă continentală largă de 60 km (până la izobata de 500 m), apoi o pantă mai domoală care pe 25 km coboară 500 m (de la -500 la -1000), urmată de pantă continentală, abruptă, care pe 15 km coboară 1000 m (de la -1000 la -2000), după care vine zona abisală. Din punct de vedere structural panta superioară corespunde unei zone de prearc, panta abruptă complexului de subducție, iar sub nivelul fundului abisal se adâncește o fosă, acum complet umplută și adusă la nivelul acestuia. Două foraje DSDP (Nr. 174 și 175) au evidențiat mai multe complexe sedimentare, notate convențional de jos în sus A—E și care cuprind intervalul miocen superior—pleistocen superior. Ele sînt dispuse pe stratul oceanic 2 (bazaltic) de vîrstă miocenă, provenind din Dorsala Juan de Fuca. Fără a intra în detalii stratigrafice amintim doar că complexele A și C sînt de natură abisală (mîluri calcaroase, argilite, turbidite fine), iar complexele B și E, de natură terigenă (depuneri deltaice în parte preluate în turbidite). Fig. 5.68 prezintă schematic situația geologică.

În acest context aparent simplu apar cîteva elemente care evidențiază o situație mult mai complicată. În primul rînd foraminifere bentonice, ce nu trăiesc decît sub adîncimea de 3000 m (mai ales specia *Melonis pompilioides*), au fost găsite la adîncimea de 2100 și 1200 m, ceea ce arată că depozitele respective au fost ridicate cu cel puțin 1000 m în timpul pliocenului și pleistocenului. Diversele complexe au fost însă dragate la diferite înălțimi pe panta abruptă, indicînd o structură complexă. Ea este evidențiată de profilele de seismo-reflecție, pe

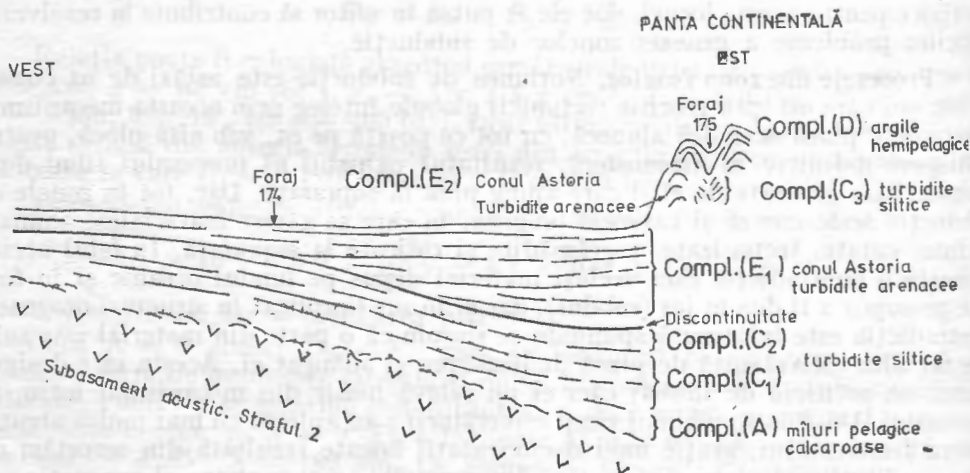


Fig. 5.68 — Depozitele sedimentare din Bazinul Cascadia și panta continentală inferioară a Oregonului cu separarea complexelor (După Kulm și Flower, 1974).

hodocrone putînd fi identificate structuri ce prezintă înclinări spre continent (Seely et al., 1974 fig. 8). Coroborînd toate datele disponibile, Kulm și Flower au alcătuit un model genetic (fig. 5.69). Acum aproximativ 2 milioane ani, pe un fundament de bazalte miocene, urmate de mîluri pelagice (complexul A) și silturi și turbidite abisale (C_1), au fost depuse în fosă turbidite de conuri terigene (complexul B). Ulterior, prin subducție, complexele A și C_1 au fost împinse în jos, ceea ce a determinat ridicarea complexului B. În intervalul 2,0—1,2 milioane ani s-a depus complexul abisal C_2 și C_3 , fie pe turbiditele complexului B din fosă, fie direct pe depozitele abisale C_1 . În intervalul 1,2—0,5 milioane ani și ele au fost aduse, prin împingere, sub precedentele, care prin aceasta au fost ridicate mai sus. În sfîrșit, acum circa 0,3 milioane ani a început depunerea unui mare con deltaic (complexul Astoria), în curs de formare și astăzi, ale cărui prime pachete au fost însă și ele subduse, respectiv adosate pe dedesubt complexului precedent și ridicate.

Mecanismul prezentat mai sus, urmărit și verificat în mare detaliu, pune în evidență un mod nou de constituire a complexelor sedimentare pentru geologie, contravenind legii superpoziției stratelor, stratele mai noi fiind adăugate *dedesubtul* celor mai vechi. Este drept că procesul are loc pe linii de fractură, dar și

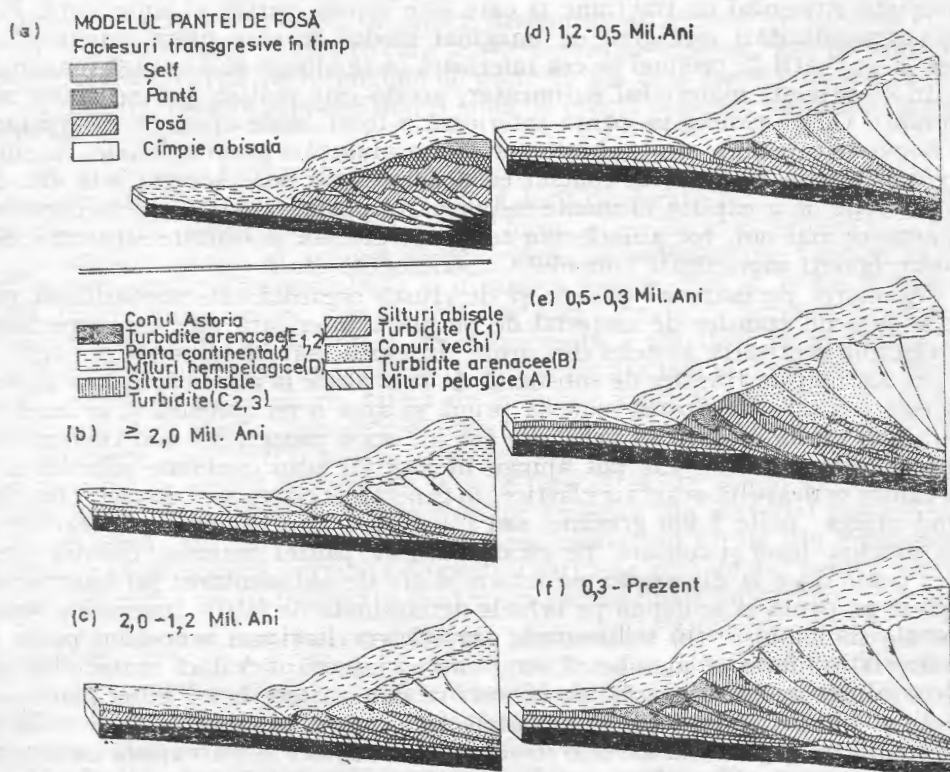


Fig. 5.69 — Evoluția unui complex de subducție pus în evidență în zona marginii continentale a Americii de Nord (Oregon), (a), legenda faciesurilor; (b-f) diverse stadii evolutive în cursul cărora complexului îi sînt adăugate noi unități de jos în sus (După Kulm și Flower, 1974).

acestea sînt de un tip mai aparte, fiind un fel de falii inverse cu material de subîmpingere, generate însă nu de un stress de compresie ci de ridicare. Ele reprezintă de fapt paleosuprafețe de subducție.

Modelul prezentat este interesant pentru că evidențiază mecanismul prin care este acretat materialul din fose la placa superioară, de jos în sus. El este astăzi aproape unanim acceptat (Seely et al., 1974, 1977; Karig și Sharman, 1975; Scholl et al., 1977), generînd o structură imbricată. Din punct de vedere al materialului implicat în proces, modelul nu este însă complet căci îi lipsește componenta vulcanogenă, adică un complex de tip franciscan cu mélange-uri. De asemenea, el nu este complet nici ca proces dinamic căci se cunosc o sumă de alte mecanisme ce contribuie la edificarea prismei sedimentare de subducție și la structurarea ei. De aceea vom prezenta în continuare (după Karig și Sharman, 1975) cîteva dintre acestea, avînd în vedere că în definitiv, aici, în versantul intern al fosei, se plămădește materialul și structura de detaliu a ceea ce va constitui un eugeosinclinal.

La constituirea complexului de subducție contribuie materialul provenind de pe placa inferioară și de pe cea superioară. În ce privește primul, pentru ca stratul oceanic 2 să fie înglobat, este necesar ca placa care se subduce să prezinte neregularități, un relief. Acesta este creat mai ales de sistemele de falii normale ce răspund stressului de tracțiune la care este supusă partea ei superioară. Fără aceste neregularități este greu de imaginat modul în care placa superioară ar putea „răzui” atît de profund pe cea inferioară ca să ajungă să-i smulgă fundamentul. În ce privește materialul sedimentar, acesta este pelitic, putînd suferi ușor deformări. Odată ridicat pe panta inferioară a fosei, unde apare în escarpament sub formă de capete de strat, el este apt să dea alunecări gravitaționale, revenind la poziții inferioare, unde ia contact cu depozite mai noi. Aceasta este una din posibilitățile de a explica elemente sedimentare pelagice mai vechi în complexe sedimentare mai noi, tot abisale sau terigene, precum și diferite structuri sedimentare (galeți moi, strate convolute, mecanoglife etc.).

Acretarea de material pelagic și de crustă oceanică este modalitatea prin care se face un transfer de material de pe placa inferioară spre cea superioară, este cîștigul cantitativ al celei din urmă. În cazul materialului terigen însă nu mai are loc nici un transfer de substanță de la o placă la alta, căci placa superioară este cea care furnizează materia primă și apoi o recuperează prin acretare. Există mai multe modalități prin care are loc acest proces, cel mai comun fiind depunerea de turbidite. Ele pot ajunge în fosă (1) prin canioane submarine la gura cărora se dezvoltă evantaie clastice, în general de cîteva zeci de metri lungime putînd atinge peste 1 km grosime, sau (2) venind din bazinul de prearc, trec peste muchia fosei și coboară pe escarpamentul pantei interne. Cel din urmă proces poate duce la diverse forme intermediare de sedimentare: (a) sedimentele se opresc pe pantă și se depun pe brînele determinate de faliile inverse ce separă pachetele subîmpinse; (b) sedimentele alunecă gravitațional acoperind panta cu un material uniform ce maschează structura ei internă; (c) dacă materialul este semiconsolidat au loc alunecări de blocuri ce dau naștere la un relief haotic, cu pachete și blocuri rotate; (d) sedimentele terigene se amestecă cu cele pelagice ridicate din fosă, generînd diverse structuri sedimentare și formațiuni cu componente heterocrone. Alunecările pe pantă pînă în fundul fosei explică prezența unui material terigen de mică adîncime într-un context pelagic abisal.

În aprecierea componenței unui complex de subducție trebuie făcută o distincție între turbiditele ajunse pînă în fundul fosei și înglobate structurilor im-

bricate, și cele care rămân pe pantă și sînt înglobate de aici complexului. Distincția nu este ușoară dar ea oferă posibilități de explicare a formațiunilor în care sînt cointerestate materiale de vîrste diferite, de natură sedimentară diferită și cu structuri sedimentare complicate.

Trecînd acum la cîteva elemente structurale, remarcăm posibilități foarte largi de prezentare a depozitelor din complexe de subducție. Turbiditele pot îmbrăca aspecte foarte variate prin alunecare gravitațională (structuri delapsionale), dar pot fi deformate și tectonic, în timpul includerii lor la complexul de subducție sau împreună cu acesta. Ele pot fi acretate sub formă de cute răsturnate sau pot genera cute cu vergență spre continent, situate de obicei în capătul de sus al prisme de subducție (Seely et al., 1974). Ele sînt puse pe seama diferenței de competență între materialele implicate, diferență derivată din desecarea și compactarea în mod inegal a sedimentelor, sau din cauza unei suprasarcini determinată de depunerea lor rapidă în fosă. Ele apar în fose cu sedimentare intensă și subducție lentă. Astfel de vergențe inverse pot sta la baza fenomenului de obducție, după cum se va vedea mai departe.

În ce privește procesele dinamice care au loc la baza flancului intern al fosei, aici are loc metamorfismul de P/T mare ce afectează de obicei pelitele din complexe de subducție. De remarcat că în formațiunile de tip franciscan predomină deformările casante asupra celor plicative. În sfîrșit, injectarea succesivă de materiale pelagice și crustă oceanică determină alternanțe de pachete cu caractere fizico-mecanice deosebite care se pot evidenția ulterior. Așa de pildă fosa Mariane este împărțită pe o lungime de peste 50 km de o creastă liniară în două șanțuri diferite, creasta reprezentînd o lamă de crustă oceanică implicată în complexul de subducție.

În ce privește forma prisme acreționare, se pare că ea depinde de rata de sedimentare din diversele surse, mai curînd decît de durata totală a sedimentării. În general nu se constată o corelație între forma ei și lărgimea intervalului fosă-arc, în sensul că acesta ar acționa asupra vitezei de sedimentare. De fapt se constată o mare variație în morfologia și dinamica foselor, fără să se poată face corelații directe între factori. Așa de pildă se pare că rata de acretare depinde de rata de sedimentare, nu de viteza de convergență a plăcilor. În ansamblu însă factorii determinanți sînt: cantitatea de sedimente din fosă și de pe panta internă a fosei, viteza de sedimentare, viteza de înaintare a plăcii inferioare și eventual a celei superioare (deci viteza de convergență) precum și alți factori greu de apreciat cantitativ, cum ar fi o subducție oblică sau intervenția unui element morfologic deosebit (o creastă aseismică). Așa se face că există complexe sedimentare formate numai din turbidite, altele aproape exclusiv din material pelagic și de crustă oceanică, sau mixte, cu predominarea unuia sau altuia din componenți. Se înțelege că în această varietate de posibilități este greu de dat pentru un complex de subducție vechi (respectiv pentru un geosinclinal) un diagnostic genetic.

2. Pentru studierea mai în detaliu a complexelor de subducție și în general al proceselor ce au loc în fose, în cadrul programului IPOD au fost întreprinse în anii 1977—1979 mai multe profile transversale pe cîteva din fosele Oceanului Pacific. Astfel, croazierele 56 și 57 au investigat marginea activă a Japoniei (Langseth et al., 1981; Honza, 1981); croaziera 58 a cercetat bazinul Shikoku și partea de NV a Filipinelor (Klein și Kobayashi, 1981); croaziera 59 partea de sud a Filipinelor (Scott și Kroenke, 1981); croaziera 60 arcul Marianelor (Hossung și Uyeda, 1981); croaziera 66 fosa Americii Centrale în fața Mexicului (Watkins

et al., 1981), iar croaziera 67 aceeași fosă în fața Guatemalei (Aubouin et al., 1981). Două sinteze permit o vedere de ansamblu a rezultatelor (Aubouin și Blanchet, 1981 și Von Huene și Uyeda, 1981). Cercetările de detaliu ce au însoțit forajele (ridicări de seismo-reflecție și cu sonarul lateral) au dus, împreună cu interpretarea carotelor, la rezultate surprinzătoare dintre care vom menționa pe cele mai importante.

Un prim rezultat a fost acela că modelul de fosă cu complex de subducție și prismă acreționară nu poate fi generalizat. Prezența prismei de acrețiune a fost confirmată pentru fosa Mexicului, unde se consideră că materialul sosit în fosă (provenind din placa oceanică și de pe panta internă a fosei) este subdus în proporție de 33%, iar 66% este acretat la placa superioară și anume, 33% prin subplacă (subadăugare) și 33% prin alipire la panta internă a fosei. Pentru fosa Japoniei se apreciază că în ultimii 7 milioane ani doar 20% din sedimente au fost acretate. În fosa Mexicului existența prismei este neîndoelnică și ea are structură prezisă de model, cu pene de material tot mai nou spre bază, miocen la partea superioară și cuaternar la bază. Pe seama prismei acreționare este pusă și Insula Barbados din fosa Antilelor (Speed, 1981). În schimb în zona de prearc a fosei Mariene nu au fost găsite indicații ale unei prismei acreționare de subducție, depozitele din fosă provenind numai din arcul insular propriu-zis, fără nici o urmă de sedimente oceanice. De asemenea, vârsta depozitelor crește de la suprafață în jos, în succesiune normală. Nici în fosa din fața Guatemalei nu a fost întâlnită o prismă acreționară, ba mai mult, la 3 km de fosă spre interior, sub depozitele hemipelagice recente, depuse la baza pantei continentale, a fost întâlnită o succesiune de șisturi argiloase reprezentând intervalul cretac-miocen.

Lipsa prismelor acreționare din cele două fose amintite poate fi explicată în trei moduri. (1) O primă posibilitate ar fi alunecarea masivă a marginii interne a fosei cu prăbușirea întregii prismi acreționare. În acest caz prezența unor roci vechi la baza fosei ar fi ușor de explicat dar ar trebui ca materialul alunecat să fie regăsit undeva jos, ceea ce nu este cazul. În plus, nicăiri unde lipsește prisma acreționară peretele intern al fosei nu arată un relief de alunecare, cu neregularități specifice, ci este neted și liniar. (2) A doua ipoteză este aceea a subducției integrale a materialului adus de placa oceanică ce se subduce, fără să mai fie acretat ceva. Un astfel de proces, denumit *subducție de sedimente*, este considerat posibil ca fenomen periodic dar nu un timp îndelungat, cum ar fi cazul fosei din fața Guatemalei unde el ar trebui admis pentru intervalul cretac-miocen. (3) A treia posibilitate este *eroziunea tectonică*, adică îndepărtarea printr-un proces tectonic a prismei acreționare deja constituite. Îndepărtarea tectonică poate fi și ea de două feluri, de transcurență sau de subducție. În cazul transcurenței este vorba de deplasarea laterală a prismei de către o decroșare, prisma acreționară trebuind regăsită de partea cealaltă a decroșării undeva mai departe. Faptul a fost verificat în cazuri concrete (Karig, 1974; Karig et al. 1978).

Eroziunea de subducție reprezintă retragerea spre interior a plăcii superioare, deci a peretelui intern al fosei datorită unei subsidențe. Ea se recunoaște prin retezarea structurilor existente pe placa superioară și prin lipsa unei prismi de acrețiune. În felul acesta elemente geologice vechi pot să ia contact nemijlocit cu umplutura recentă a fosei. Pentru a explica coborîrea bruscă a ceea ce a fost marginea plăcii superioare pot fi invocate două procese (Langseth și Von Huene, 1981). Primul este de natură termică și se datorește răcirii mantalei de deasupra plăcii care se subduce de către aceasta, fapt ilustrat de schemele din

fig. 5.17—5.19. Răcirea determină o contracție termică ce duce la rîndul ei la coborîrea mantalei și a plăcii litosferice de deasupra. Atribuind valori convenabile diferiților parametri deduși pentru fosa Japoniei, Langseth și Von Huene au obținut o subsidență de 4 km, valoare ce se încadrează în ordinul de mărime al datelor obținute prin măsurători. Al doilea proces este cel de eroziune mecanică pe dedesubt a plăcii superioare de către placa ce se subduce. Prin aceasta materialul rupt este subdus iar placa superioară se subțiază. Locul rămas liber este luat de materialul de manta care se ridică dar, el fiind mai dens, pentru restabilirea echilibrului izostatic placa superioară coboară. Capătul ei este astfel retezat iar axa fosei se deplasează spre interior. Langseth și Von Huene au prezentat și calculul teoretic al vitezei de subducție constatînd că pentru fosa Japoniei este necesară o migrare a axei fosei de cîțiva kilometri pe un milion de ani pentru a obține o subsidență semnificativă. O astfel de viteză este compatibilă cu cantitatea de material de prearc îndepărtată prin eroziune începînd din neogen.

Inexistența prismei acreționare în unele zone de subducție a dus pe Aubouin și Blanchet (1981) la concluzia că adăugarea de material prin subplacare nu are loc, că prismele acreționare nici nu există și că procesul dominant în zonele de subducție este cel de subsidență ce duce la retezarea zonei de prearc. Concluzia este pripită și sprijinită mai ales pe datele furnizate de fosa din fața Guatemalei, singura la a cărei cercetare a luat parte primul autor. De asemenea invocarea datelor de foraj trebuie făcută cu mult discernămint deoarece ele nu au avut adîncimea necesară pentru a ajunge la penele de material tînăr subadăugat. A admite o eroziune tectonică ar duce și la un concept greu acceptabil, acela de subducție masivă de material sialic în manta, proces incompatibil cu diferența de densitate. În plus, retragerea foselor spre placa superioară cu distrugerea acesteia ar deveni, de asemenea, un proces continuu ce ar duce la micșorarea plăcii superioare, cînd este dovedit că lucrurile se întîmplă invers, că fosele migrează spre ocean și că placa superioară se mărește prin crearea platformei de prearc. Pentru ca materialul din prearc să fie erodat este necesar mai întîi ca el să existe, ori aceasta nu se poate face decît prin acrețiune. De aceea trebuie admis că în zonele de convergență de plăci are loc o alternanță a proceselor de acrețiune, urmate de ridicare, cu procesele de eroziune tectonică urmate de subsidență. Faptul a fost dovedit de pildă pentru fosa Americii Centrale din fața Mexicului unde, după o coborîre de 2—3 km, a avut loc o ridicare a fosei de 1—1,5 km pînă ce a ajuns la nivelul la care se află astăzi.

Un ultim element interesant pus în discuție de studiile recente efectuate în zonele de subducție este acela al regimului tectonic general existent aici. Este el de compresie sau de extensie? Ideea generală era aceea că aici nu poate fi vorba decît de compresie ca rezultat al convergenței plăcilor. Forajele, ridicările seismice, cele cu sonar precum și observațiile directe efectuate cu submersibilul în fosa helenică au arătat însă că de fapt regimul de extensie este frecvent. Faptul este explicabil pentru fosele cu eroziune tectonică unde se poate presupune că regimul compresional exista în tranșa de teren care a fost îndepărtată, fie prin decroșare, fie prin eroziune de subsidență, în loc rămînînd terenurile mai îndepărtate de marginea fosei unde exista o distensie. Pentru fosele cu prismă acreționară însă lipsa unei compresiuni este mai greu de explicat și vor fi necesare cercetări detaliate și foraje mai profunde pentru a se găsi explicația.

În fig. 5.70 sînt reprezentate cele două modele, foarte diferite, de zone de convergență activă. În (a) subducția determină o mare prismă acreționară de sedi-

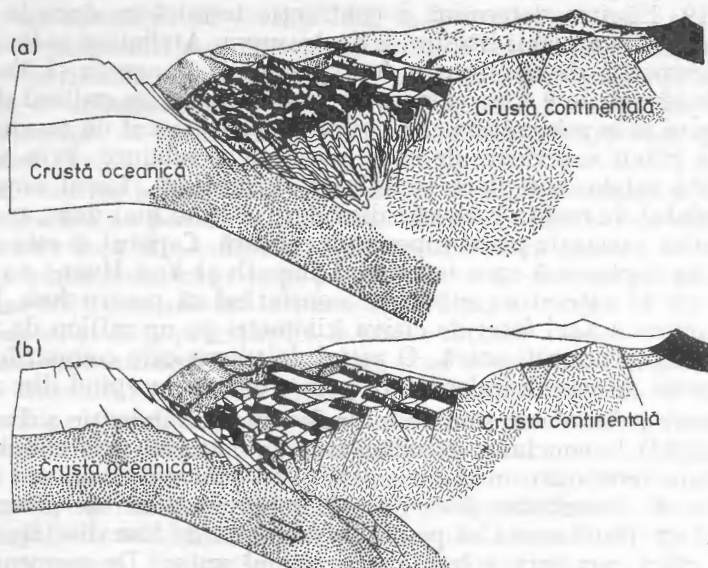


Fig. 5.70 — Două modele de zone de convergență activă. (a) Subducția determină formarea unei prisme acreționare de sedimente provenind de pe ambele plăci și care cu timpul va fi ridicată izostatic; (b) Zona de frecare a plăcii superioare suferă o eroziune tectonică fiind fracturată și subdusă și apoi coborâtă prin subsidență (După Hussong, 1980).

mente provenind de pe placa oceanică și de pe placa cu continent și care cu timpul va fi ridicată. În (b) placa cu continent suferă o eroziune de subducție, zona de prearc fiind fracturată și subdusă și, cu timpul, supusă unei subsidențe.

3. O problemă importantă este aceea dacă acretarea materialului din fosă și de pe placa inferioară la placa superioară este un proces continuu sau episodic, cu alte cuvinte, dacă fosele sînt formațiuni de genă continuă. Pentru a răspunde la această întrebare, Helwig și Hall (1973) recurg la o sugestivă comparație între procesul de subducție și un plug de zăpadă (fig. 5.71). Plugul are în față neconținut o zăpadă depusă orizontal, nederanjată (= sedimentele din fosă), pe care, din cauza avansării, o compactează, o îngămădește într-o masă cu structură mai mult sau mai puțin haotică (= complexul de subducție). O parte din zăpadă este aruncată pe deasupra (= formațiuni de obducție), iar alta rămîne pe jos, nefiind luată de plug (= sedimentele subduse). Diferența care ar putea fi invocată, că plugul de zăpadă execută el mișcarea de avansare iar la subducție placa de jos avansează (ca și cum zăpada ar veni înspre mașina staționară) nu este esențială și de altfel vom vedea că și la subducții se pune problema avansării plăcii superioare spre fosă. Ceea ce este de reținut este faptul că în fața lamei plugului se află totdeauna o masă de zăpadă îngămădită, de grosime constantă, avansarea mașinii trebuind să fie egală cu viteza cu care zăpada este aruncată pe deasupra. Cu alte cuvinte, se stabilește un echilibru dinamic de stare constantă. Transpus la fosă aceasta înseamnă că acretarea trebuie să se facă cu viteza cu care avansează placa inferioară, ceea ce va duce la o creștere continuă a complexului de subducție, la o mișcare constantă de subducție, cu păstrarea neconținută a sedimentării nederanjate

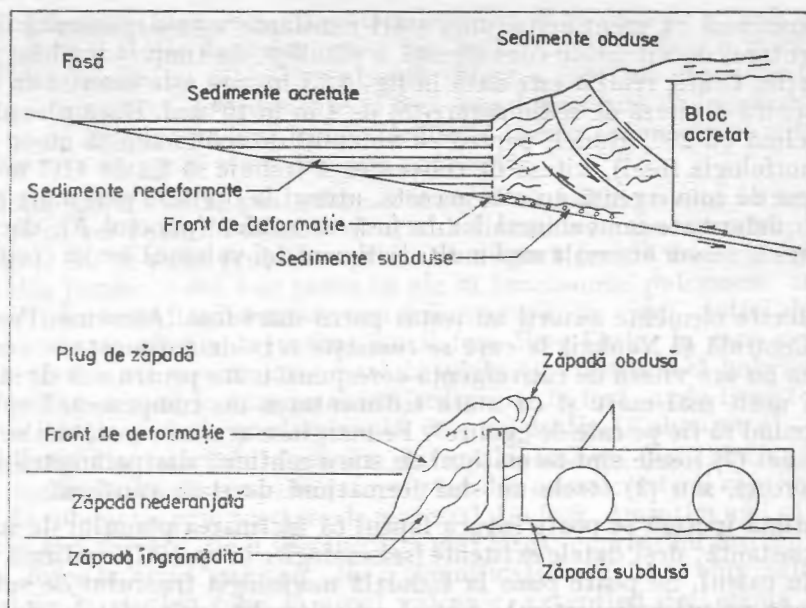


Fig. 5.71 — Analogia dintre acretarea materialului într-un complex de subducție și un plug de zăpadă (După Helwig și Hall, 1974).

din fosă. Cu aceasta se dă un răspuns celor care neagă subducția pe baza argumentului că ea nu are loc din moment ce depozitele din fose sînt practic nederanjate.

Considerațiile de mai sus permit o analiză mai detaliată a procesului plecînd de la parametrii din fig. 5.72. Se vede că o variație în lățime a depozitelor din fosă prin sedimentare (Δw_s) trebuie să fie compensată de una compensatorie a frontului de deformare (Δw_c); după cum și înălțarea depozitelor (Δv_s) trebuie să fie compensată de o tranșă de aceeași grosime subdusă (Δv_c). Notînd cu t , timpul, cu C rata de convergență, cu S rata de sedimentare și cu indicele ss faptul că procesul este de stare continuă (steady state), rezultă ecuațiile:

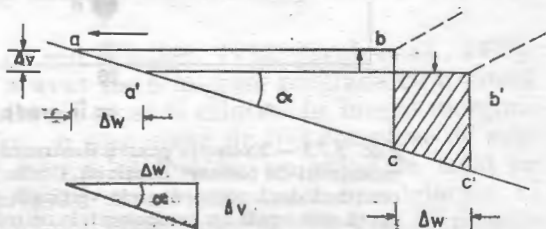
$$\text{pe orizontală } \Delta w_s = S_{ss}t/\operatorname{tg} \alpha = C_{ss}t \cos \alpha = \Delta w_c$$

$$\text{pe verticală } \Delta v_s = S_{ss}t/\sin \alpha = C_{ss}t = \Delta v_c.$$

Combînînd cele două ecuații rezultă că:

$$C_{ss}t \sin \alpha = S_{ss}t$$

Fig. 5.72 — Diagramă definind parametrii și relațiile utilizate în modelul de genă continuă, cu menținerea geometriei și volumului din fosă în decursul timpului. Hașurat oblic: depozitele de fosă încorporate pantei continentale și piemontului continental (După Helwig și Hall, 1974).



ceea ce înseamnă că menținerea unei stări constante este dependentă de viteza de sedimentare, de viteza de convergență a plăcilor, de timp și unghiul planului de subducție. Grafic relația este dată în fig. 5.73 în care este înscrisă ca exemplu o curbă pentru o viteză de sedimentare (S) de 4 m în 10^3 ani. Dacă planul de subducție înclină cu 20° , atunci, pentru ca volumul de sedimente să nu se schimbe (și nici morfologia fosei), viteza de convergență trebuie să fie de 11,7 m/ 10^3 ani. Dacă viteza de convergență nu este aceasta, atunci la o viteză mai mare sedimentele vor fi deformate iar volumul lor în fosă va scădea (punctul A), dacă viteza este mai mică, se vor acumula mai multe sedimente și volumul lor va crește (punctul B).

Cu aceste elemente autorii au testat patru mari fose (Aleutine, Peru-Chile, America Centrală și Nankai) la care se cunoaște rata de sedimentare, constatând că nici una nu are viteza de convergență corespunzătoare pentru a fi de stare constantă, ci mult mai mare și ca atare sedimentarea nu compensează subducția, fosele trebuind să fie pe cale de „golire”. Pe marginea acestei constatări se pot face două ipoteze: (1) fosele sînt formațiuni de stare continuă dar parametrii utilizați nu sînt corecți, sau (2) fosele nu sînt formațiuni de stare continuă.

În prima ipoteză se poate invoca faptul că înclinarea planului de subducție nu este constantă, deși datele existente (seismologice în special) confirmă valorile utilizate în calcul. Se poate pune la îndoială morfologia frontului de subducție, considerat în calcul a fi vertical, deși el este dovedit (prin datele de seismo-reflecție) a avea aproape această formă, cu sublinierea că nu au fost constatate încălecări ale acestui front peste depozitele din fosă, fapt de asemenea conform cu ipoteza. Parametrul asupra căruia se poate discuta este rata de sedimentare, con-

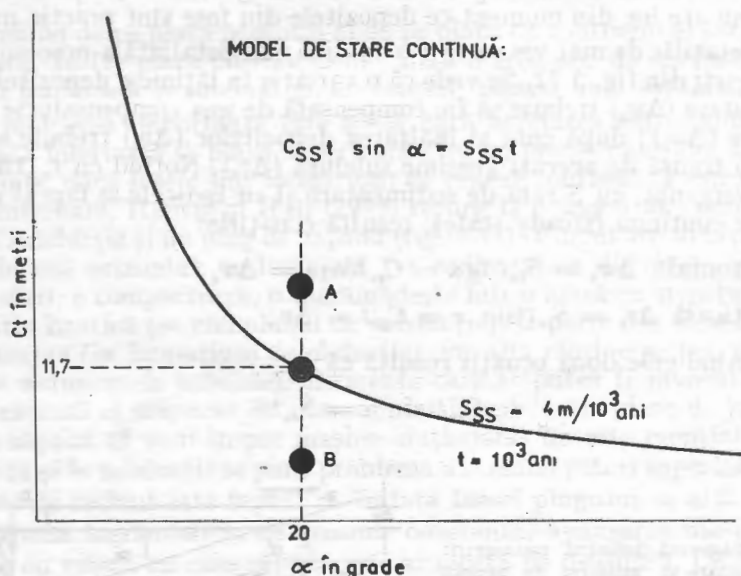


Fig. 5.73 — Exemplu pentru ilustrarea metodei grafice și interpretarea modelului de formare continuă. Curba arată că fosa poate fi de genă continuă dacă componentele verticală și orizontală a ratei de convergență sînt egale cu componentele orizontală și verticală de creștere a volumului sedimentelor (După Helwig și Hall, 1974).

siderată constantă și care este extrapolată în trecut după valorile actuale. Deoarece curbele cresc asimptotic la valori mici ale înclinării planului, o mică variație într-unul din parametri schimbă puternic valoarea ratei de convergență. Pe de altă parte, acumularea de sedimente în fosă este dependentă de lungimea acesteia așa că se poate imagina un lanț închis (feedback) în care sedimentarea autoreglează o fosă pentru a atinge o stare dinamic constantă.

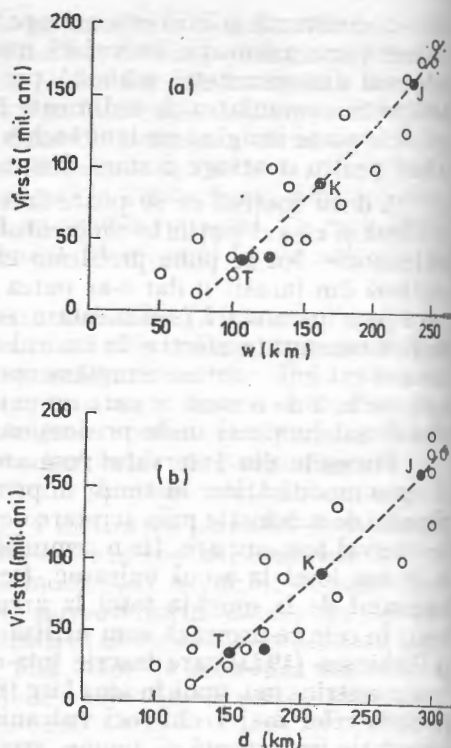
A doua ipoteză ce se poate face este aceea că fosele nu sînt forme de stare continuă și că cel puțin în momentul actual dinamica lor nu este compensată de sedimentare. Nu se pune problema ca ele să dispară (există fose cu sedimentare continuă din jurasic !) dar s-ar putea ca ele să funcționeze pulsatoriu, cu modificarea unor parametri (sedimentare sau convergență) în timp. Astfel de variații au fost constatate efectiv în cadrul mării fose Peru-Chile, în care există două sectoare extreme care au complexe mari de subducție cu structură imbricată clară, separate însă de o zonă în care nu există sedimente în fosă, unde lipsește un complex de subducție și unde predominantă este subducția (Kulum et al., 1977).

Procesele din intervalul fosă-arc. Intervalul fosă-arc (arc-trench gap) este și el supus modificărilor în timp, în primul rînd din cauza creșterii continue a complexului de subducție prin acretare de material din fosă. Amintim aici că noțiunea de interval fosă-arc are, fie o semnificație mai largă, cuprinzînd întregul interval de la axa fosei la arcul vulcanic, fie o semnificație restrînsă, cuprinzînd numai intervalul de la muchia fosei la arcul vulcanic, exceptînd deci panta internă a fosei. În cele ce urmează vom utiliza noțiunea în sens restrîns. Astfel o utilizează și Dickinson (1973) care înscrie într-un tabel 20 de fose cu lărgimea intervalului în sens restrîns (w), apoi în sens larg (incluzînd și panta internă a fosei) (d), precum și vîrsta celor mai vechi roci vulcanice din arcul magmatic. El constată imediat o corelație importantă și anume, creșterea intervalului w odată cu vîrsta arcului vulcanic, fără ca diferența dintre d și w să crească, ea fiind aproape constantă, de 50 km (cu variații de la 25 la 75 km). Corelația este liniară, cum se observă în fig. 5.74. Ce semnificație are această corelație?

Prin subducție are loc un proces de acretare de material nou la panta internă a fosei, material care crește în volum și care formează complexul de subducție. El se adaugă plăcii superioare pe care o tot mărește spre exterior. În același timp, din cauza subîmpingerii și imbricării, el este ridicat pînă în muchia fosei. Cum distanța dintre muchia fosei și fundul fosei rămîne constantă, înseamnă că el depășește această muchie și lărgeste intervalul fosă-arc (w). Cu alte cuvinte, dacă se ia un reper fix la mijlocul intervalului fosă-arc, față de acesta are loc o mișcare de progradare spre fosă, distanța față de muchia fosei mărimdu-și neconținut (fig. 5.75). Muchia fosei este împinsă în afară și odată cu ea și panta fosei, care rămîne cu o lărgime fixă. Dar mărirea intervalului fosă-arc se poate face nu numai prograd, ci și retrograd, prin împingerea spre interior a arcului magmatic. Analiza unor cazuri concrete confirmă existența ambelor mecanisme, precum și prezența lor simultană.

Un prim exemplu îl oferă Alaska de sud (Plafker, 1972; Jacob et al., 1977), unde în ultimii 100—125 milioane ani a avut loc o migrare progradă cu o viteză de 2 km/1 milion ani fără ca arcul vulcanic să se fi clintit. În lungul marginii continentale se întinde astfel, pe 250 km, o succesiune de trei complexe de subducție, cu formațiuni de mélanges iar intervalul fosă-arc s-a mărit în total cu 400 km. În Kamciatka nu a migrat prograd numai complexul de subducție, ci întregul interval fosă-arc, inclusiv arcul magmatic, care a ajuns să se plaseze

Fig. 5.74 — Relația dintre vîrstă (în milioane de ani a celui mai vechi magmatit din arc) și elemente de distanță ale intervalului fosă-arc: (a) Distanța dintre arc magmatic și muchia fosei (w); (b) Distanța dintre arc magmatic și centrul fosei (d). J, jurasic; K, cretac; T, terțiar (După Dickinson, 1973).



peste un vechi complex de subducție pe care îl străbate. Migrarea s-a realizat în ultimii 150—125 milioane ani cu o viteză de 3 km/1 milion ani, în trei etape de câte 125 km fiecare (Dickinson, 1972).

Mișcarea retrogradă a arcului magmatic este documentată din Japonia (Matsuda și Uyeda, 1971), unde se constată o migrare spre vest a fronturilor vulcanice din cretac și terțiarul inferior, și din Anzi (zona dintre Peru și Chile), unde a fost evidențiată o continuă deplasare a magmatismului de la vest spre est (James, 1971).

Migrare simultană, progradă și retrogradă, este evidentă în America de Nord unde în arc mezozoic al Californiei în timp de 75 milioane ani

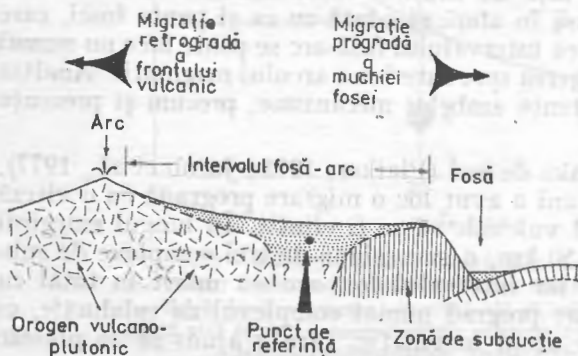


Fig. 5.75 — Lărgirea intervalului dintre arc magmatic și muchia fosei prin avansarea progradă a acestuia și retrogradă a arcului magmatic (După Dickinson, 1973).

(intervalul 150—75 milioane ani) axul magmatic din Sierra Nevada a migrat cu 75 km (1 km/1 milion ani), iar complexul franciscan de subducție a migrat în același timp cu 50 km spre vest. Rezultatul total a fost o mărire a intervalului fosă-arc de la 125 la 250 km.

Procesele care determină migrarea progradă a muchiei fosei și retrogradă a arcului magmatic sînt foarte diferite. Primul este dependent de cantitatea de material acretat la marginea plăcii superioare, deci grosimea sedimentelor din fosă, a celor de pe placa inferioară și cantitatea de magmatite de crustă oceanică răzuite de pe placa inferioară. Nu este mai puțin adevărat că în cazuri excepționale are loc și o eroziune tectonică a marginii plăcii superioare cu deplasarea retrogradă a muchiei fosei.

În ce privește motivul deplasării arcului magmatic, el este mai greu de dedus, fiind condiționat de procese profunde, la nivelul plăcii care se subduce. O explicație ar fi migrarea, odată cu avansarea subducției, a izotermelor din placa care se subduce și ca atare coborîrea pe placă în jos a zonei de topire, cu corolarul ei, deplasarea spre interior a magmatismului. Asupra acestei chestiuni vom reveni însă mai jos.

Deși mișcarea progradă a complexului de subducție și cea retrogradă a celui magmatic au cauze foarte diferite, se pare că ele realizează o extraordinară balanță dinamică, ce face lineară corelarea dintre mărirea intervalului fosă-arc și timp, fără a se putea deocamdată preciza care este mecanismul acestui fenomen.

În detaliu, lărgirea intervalului fosă-arc nu trebuie privită ca o deplasare a ceea ce este deja construit (sedimentat și edificat magmatic) ci ca o schimbare a locului în care se continuă aceste procese. Acest fapt este evidențiat în fig. 5.76

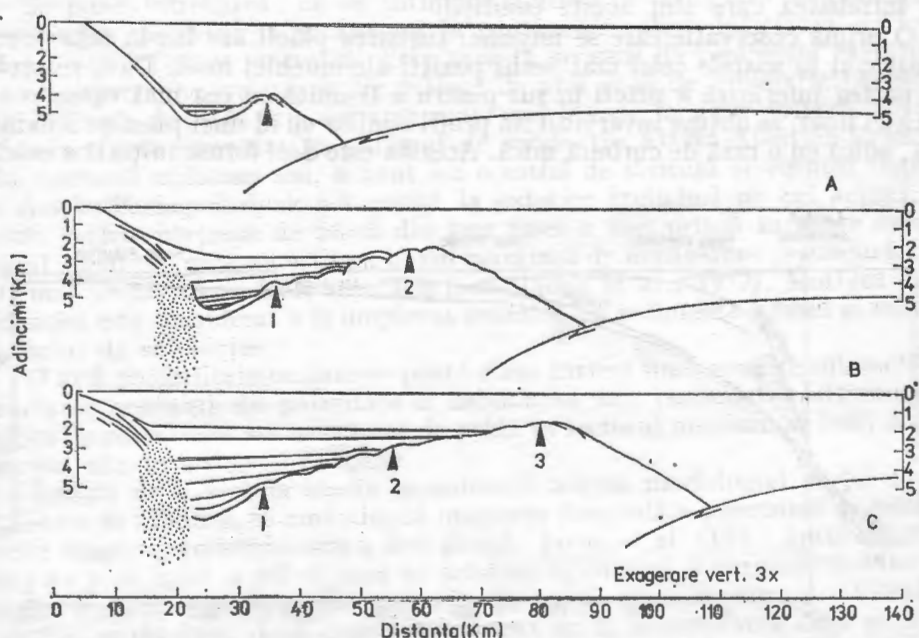


Fig. 5.76 — Migrarea progradă a complexului de subducție cu deplasarea elementelor morfologice peste material acretat anterior. Numerele indică poziții succesive ale muchiei fosei (După Karig și Sharman, 1975).

în care se vede o deplasare continuă a muchiei fosei spre exterior prin creșterea dinspre fosă a complexului de subducție. Prin aceasta ia naștere și se mărește continuu bazinul prearc, cuprinzând un volum tot mai mare de sedimente. Largile platforme continentale dintre continent și fose (de pildă în fața peninsulei Alaska sau în fața coastei de vest a Americii de Sud) reprezintă suprafața unor astfel de bazine, ce pot îmbrăca o mare variație de aspecte morfologice, dependente de procesele sedimentare de mică adâncime.

Cinematica părții superioare a plăcii subduse. Poziția în adâncime a plăcii care se subduce este evidențiată numai seismologic. După cum am arătat în subcapitolul consacrat seismicității zonelor de subducție, placa prezintă două segmente bine distincte: un segment superior cu înclinare mică și un segment inferior cu înclinare mare. În cele ce urmează ne vom ocupa deocamdată numai de segmentul superior.

În fig. 5.77 sînt prezentate profilele a trei plăci din partea de vest a Pacificului, centrate față de arcul vulcanic. Exact sub acesta, toate trei ating adâncimea de 120 km, în schimb distanța de la arc la fosă variază de la 50 la 450 km, ceea ce face ca ele să aibă înclinări foarte variabile. Cum distanța de la arcul magmatic la fosă este dependentă de timp, înseamnă că, cu cît o fosă s-a subdus un timp mai îndelungat, cu atît ea are în partea superioară o înclinare mai mică. Forma plăcii este o consecință directă a legii enunțate mai sus, a măririi cu vîrsta a intervalului fosă-arc.

Deoarece plăcile care se subduc au în partea inferioară o aceeași înclinare (aceasta cu unele excepții cum ar fi Honshu), înseamnă că forma segmentului superior nu depinde de partea profundă. Aceasta din urmă rămîne stabilă și partea superioară își modifică forma pentru a se adapta unor condiții schimbătoare. Se pune întrebarea care sînt aceste condiții.

O primă observație care se impune: curbarea plăcii are loc în fața arcului magmatic și în spatele celei mai vechi poziții ale muchiei fosei. Dacă se prelungește partea inferioară a plăcii în sus pentru a fi unită cu cea mai veche poziție a muchiei fosei, se obține invariabil un profil similar cu al unei plăci cu subducție tînără, adică cu o rază de curbatură mică. Aceasta este deci forma inițială a oricărei

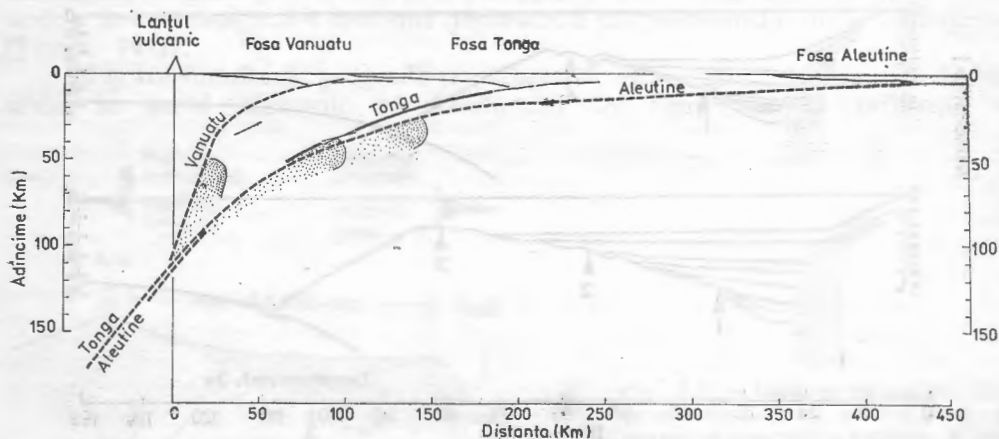


Fig. 5.77 — Configurația părții superioare a trei plăci centrate față de arcul vulcanic, evidențiind creșterea progradă a complexului de subducție și diminuarea pantei părții superioare a plăcii care se subduce. Zonele hipocentrale sînt figurate punctat (După Karig și Sharman, 1975).

plăci, dezdoirea fiind legată de migrarea muchiei fosei. Cum cea din urmă este dependentă de mărirea prismei sedimentare de subducție, înseamnă că dezdoirea este direct legată de procesele sedimentare și de mărirea plăcii superioare. În acest sens a fost invocată încărcarea plăcii cu greutatea complexului de subducție în continuă mărirea. Verificarea acestei ipoteze a fost făcută de Walcott (1972) și de Karig et al. (1976) prin elaborarea unui model mecanic de îndoire a unei plăci subțiri ce plutește pe un lichid vâscos sub încărcare variabilă. Pentru testarea modelului au fost comparate două zone de subducție, Tonga și Aleutine, cu o formă similară a plăcii, dar ultima cu un interval fosă-arc cu 250 km mai mare. Calculându-se greutatea volumului de depozite suplimentare din fosa Aleutine, ea a fost aplicată Plăcii Tonga, obținându-se forma Plăcii Aleutine, ceea ce dovedește că într-adevăr, greutatea complexului de subducție determină „împingerea” în jos a plăcii inferioare, respectiv migrarea fosei spre ocean. Această concluzie a fost verificată și prin datele gravimetrice de aer liber care au evidențiat valori negative pentru fosă și pozitive spre arcul magmatic, trecând prin zero la muchia fosei, unde complexul sedimentar este în echilibru izostatic. Se pare că ajustarea gravitațională este rapidă, ținând aproape pasul cu creșterea acestui complex, ceea ce dovedește o relaxare rapidă a astenosferei.

Un fapt interesant pe care îl mai relevă modelul mecanic al unei plăci supuse încărcării este acela al limitării efectului. Se dovedește că efectul de coborîre a plăcii diminuează cu creșterea intervalului fosă-arc și că la distanțe mai mari de 200 km față de punctul inițial al fosei el se apropie de zero. În acest sens fosa Aleutine prezintă astăzi o situație limită. Dincolo de ea este de așteptat ca procesul de subducție să se stingă prin imposibilitatea plăcii inferioare de a mai reacționa la încărcare suplimentară.

Se pune întrebarea: ce se întâmplă dincolo de atingerea valorii limită? Nemaiputînd răspunde la încărcarea în continuare, placa inferioară nu se mai curbează și subducția încetează. Prin aceasta stressul de compresie exercitat de zona de expansiune trebuie să fie preluat de altă zonă de subducție. Aceasta se poate întâmpla de pildă prin mutarea zonei mai la exterior cu o săritură. Un astfel de fenomen este semnalat în sistemul de subducție Alaska-Aleutine-Kamciatka unde, acum 60 milioane ani, a avut loc o astfel de săritură și vechiul sistem de fose Alaska-Bering-Kodyak s-a mutat la exterior creîndu-l pe cel actual. Prin aceasta vechea porțiune de placă din fața fosei a fost prinsă în spate devenind bazinul Aleutine, care nu este un bazin marginal de expansiune secundară ci este mult mai vechi, chiar decît actualele fose (Jacob et al., 1977). Motivul măririi subducției este considerat a fi umplerea excesivă cu sedimente a fosei și inhibarea procesului de subducție.

O altă posibilitate cu care se poate sfîrși cariera unei zone de subducție este schimbarea sensului de polaritate a subducției sau rearanjarea sistemului de margini de plăci, cum s-a întîmplat de pildă în sectorul mexican al fosei America Centrală, sau în sistemul Filipine.

Înainte de a încheia aceste considerații asupra morfologiei părții de sus a plăcii care se subduce, să amintim că migrarea progradă a punctului de subducție nu este singura explicație care a fost găsită. Jacob et al. (1977) arată astfel că o densitate prea mică a plăcii care se subduce îi conferă o oarecare flotabilitate, obligînd-o să ia o poziție suborizontală, în loc să plonjeze abrupt. O scădere a densității poate avea două cauze. (1) Prima ar fi incorporarea unei prea mari cantități de sedimente de către placă. Astfel, un pachet de turbidite compactate cu densitatea de $2,7 \text{ g/cm}^3$, de 5 km grosime (cifra nu este exagerată căci

delta submarină a Gangelui ce se subduce în fosa Sumatera are o astfel de grosime), scade densitatea plăcii cu crustă oceanică (densitate $3,4 \text{ g/cm}^3$) cu $1-3,5\%$. Se naște întrebarea, ce masă sedimentară poate să fie subdusă și să nu fie răzuită de placa superioară, chestiune la care însă, în ciuda încercărilor făcute de a se determina acest volum (von Huene, 1972; Karig și Sharman, 1975), nu se poate da deocamdată un răspuns sigur. (2) A doua cauză ce poate scădea densitatea plăcii este de natură termică, în sensul că o placă mai caldă are densitate mai mică și deci o instabilitate mai redusă. Încălzirea poate proveni fie de la un pachet de sedimente mai calde depus pe placă, fie de la o peliculă de sedimente termoizolatoare ce împiedică răcirea plăcii, în ambele cazuri sedimentarea trebuind să fi avut loc înainte de a începe subducția (Kelleher și McCann, 1976). Atât surplusul de sedimente cât și încălzirea plăcii pot determina de la bun început o înclinare mică a planului de subducție, poziție care nu este dobândită ulterior, ca în ipoteza încălcării și a migrării fosei.

Tot o înclinare mică din start este argumentată și de Jischke (1975) care consideră că trebuie să existe o forță tensională (de sucțiune) la limita dintre placa grea care se subduce și cea ușoară sub care are loc subducția (placă continentală), forță determinată de prezența unui strat aici de vâscozitate redusă (fig. 5.78). Sucțiunea împiedică placa grea să plonjeze abrupt în astenosferă și ea se „întinde” pe sub placa superioară. Fenomenul este verificat de faptul că în subducțiile sub continente plăcile înclină mai puțin decât în cele de sub arcurile insulare.

Curbarea plăcii subduse. Cea mai pregnantă trăsătură morfologică a plăcii care se subduce este curbarea ei și trecerea de la o înclinare mică la una mai mare. Cauza acestei curbări a fost analizată de Jacob, Nakamura și Davies (1977) într-un studiu consacrat zonei de subducție Aleutine-Alaska. Plecând de la o detaliată analiză a zonei din punct de vedere seismologic, autorii ajung la concluzia că există două puncte de inflexiune, unul la 40 km și altul la 100 km. Aproximativ de la 80 km la exterior de arcul vulcanic, spre interior, nu mai apar epicentre, ceea ce permite definirea unui „front aseismic” ce corespunde proiecției la suprafață a zonei în care planul Benioff are 40—100 km adâncime. Se remarcă de asemenea

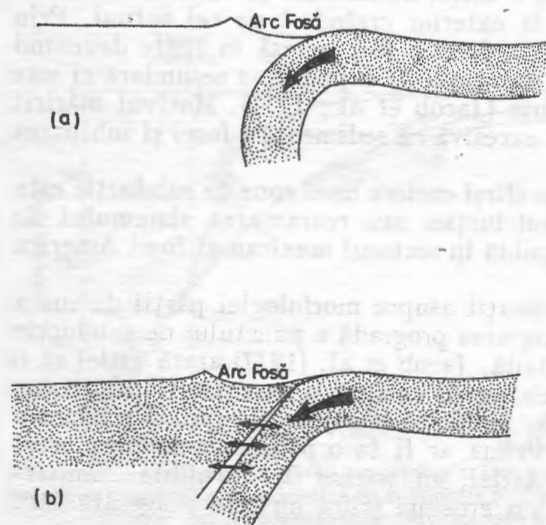


Fig. 5.78 — (a) Subducție sub arc insular cu o înclinare mare a plăcii plonjate. (b) Subducție sub continent cu o înclinare mai mică din cauza efectului de „sucțiune” exercitat de placa superioară asupra celei inferioare (După Jischke, 1975).

că mari cutremure (magnitudine peste 7,5) se găsesc numai în zona de mică înclinare a plăcii (spre exterior față de inflexiunea de la 40 km adâncime). De asemenea se constată un minim gravimetric deasupra frontului aseismic, deci în fața arcului vulcanic (fig. 5.79). Acestea sînt faptele. Să vedem ipotezele care se fac pe seama lor.

Pînă ce placa subdusă ajunge la adîncimea de 40 km ea este cuplată de placa superioară, fapt pentru care aici sînt generate seismele de mare magnitudine. La această adîncime au loc două fenomene importante: (1) deshidratarea mineralelor hidratate și (2) modificarea proprietăților mecanice ale plăcii prin adosarea sedimentelor transportate de ea la placa superioară. În ce privește primul fenomen, condițiile de temperatură și presiune sînt suficiente pentru a determina deshidratarea mineralelor din crusta oceanică a plăcii care se subduce. Prin deshidratare are loc o creștere a densității ceea ce poate duce la o creștere a efectului gravitațional pe unitate de masă și la o îndoire a plăcii. În același timp urcînd, apa eliberată determină o coroziune chimică de temperatură mai scăzută a cuarțului (fenomen cunoscut experimental), care are ca efect o diminuare a reacției casante la sollicitări dinamice a materialului și deci o inhibare a declanșării seismelor, de unde diminuarea lor dincolo de această adîncime.

După Wang (1980) un rol de seamă revine apei interstițiale din porii rocilor ce este eliminată treptat jucînd un rol de lubrefiant, precum și tipului de argile subduse, cele expandabile (de pildă montmorillonitul) fiind plastice și după expulzarea apei.

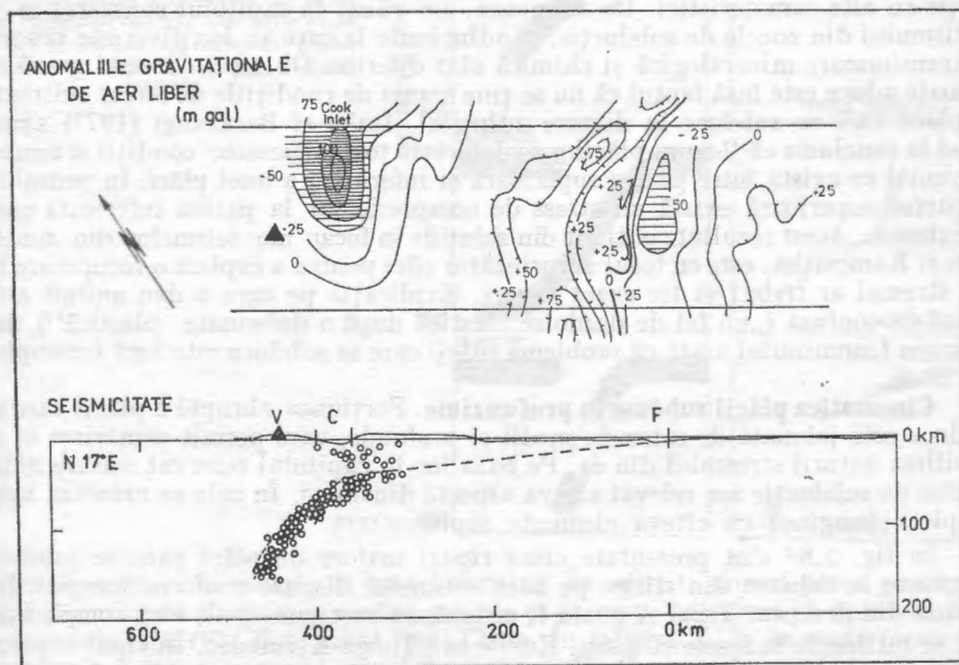


Fig. 5.79 — Anomalia gravitațională de aer liber și seismicitatea în zona Alaska-Aleutine. V, frontul vulcanic; C, Bazinul Cook; F, fosă. Se observă corespondența dintre minimul gravimetric și frontul seismic în zona de flexură a planului Benioff (După Jacob et al., 1977).

Al doilea efect este determinat de sedimentele aduse de placa care se subduce, ce sînt metamorfozate și care, fiind mai puțin dense, sînt alipite de placa superioară și încorporate acesteia. Scăpată de un material mai puțin dens, placa rămasă numai cu crusta oceanică, mai grea, se îndoaie brusc pentru a aluneca mai departe. Prin îndoirea bruscă în jos placa inferioară se decuplează de cea superioară. Prin aceasta dispare încă un motiv de generare a seismelor mari. Îndoirea determină la suprafață o depresiune morfologică (bazinul Cook), care se manifestă și printr-un minim gravitațional.

Al doilea genunchi pe care îl face placa se găsește la 100 km adîncime, exact sub frontul vulcanic. Aici are loc deshidratarea totală a plăcii (deshidratarea serpentinei) și formarea magmelor (care urcă pînă la suprafață). La această adîncime placa trece însă în astenosferă, care fiind viscoasă, nu mai o reține prin frecare, ea putînd plonja direct, aproape la verticală, ca o masă mai rece, mai grea, într-un mediu cald, mai puțin rigid. Acum are dealtfel loc decuplarea definitivă a celor două plăci, proces în care un rol important revine materialului vîscos de manta, introdus între ele. De remarcat că la zonele de subducție la care nu există vulcani activi, nu există nici flexura de la 100 km și placa alunecă cu o înclinare mică pînă la 200 km adîncime (Nazca, Peru). Seismele de medie și mare adîncime care iau naștere la peste 40 km nu se mai datoresc frecării dintre plăci ci tensiunilor interne din placă, așa cum s-a văzut în capitolul dedicat seismicității zonelor de subducție.

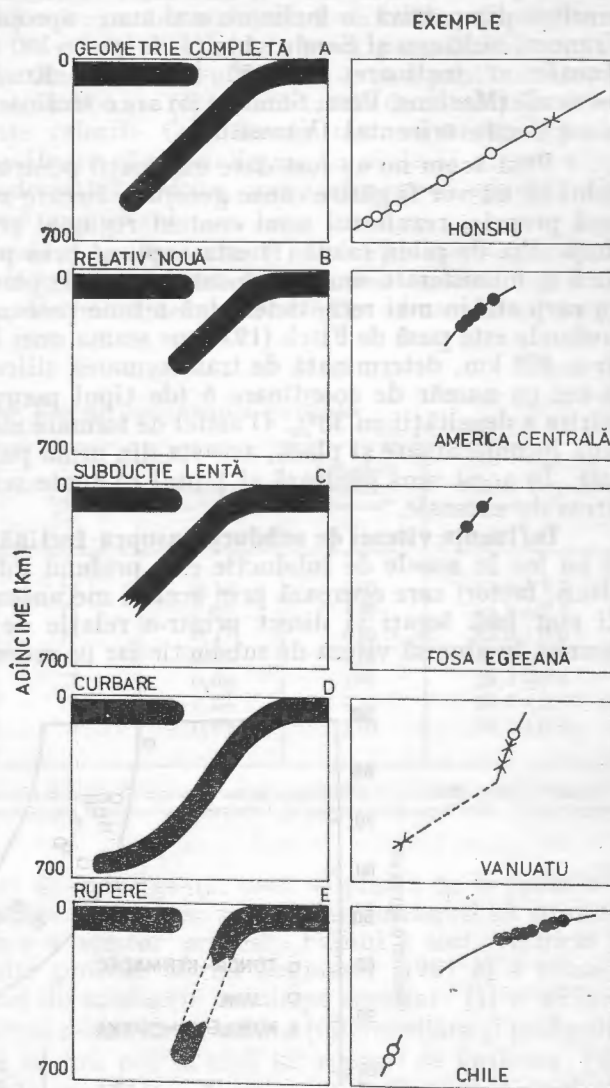
Pe cît pare de tentant modelul de mai sus, mai ales prin multitudinea de aspecte cuprinse și soluții pe care le dă, el este greu de aplicat la alte zone de subducție cu alte caracteristici. De asemenea, am văzut în capitolul consacrat magmatismului din zonele de subducție, că adîncimile la care au loc diversele procese de transformare mineralogică și chimică sînt diferite. Obiecția cea mai gravă ce se poate aduce este însă faptul că nu se ține seama de condițiile de stress existente în placa care se subduce la diverse adîncimi. Isaks și Barazangi (1977) ajung astfel la concluzia că flexura plăcilor se datorește tocmai acestor condiții și anume diferenței ce există între partea superioară și inferioară a unei plăci. În sensul că la partea superioară există un stress de compresie iar la partea inferioară unul de extensie. Acest rezultat, obținut din soluțiile în focar ale seismelor din zonele Peru și Kamciatka, este cu totul surprinzător căci pentru a explica o recuperare în jos, stressul ar trebui să fie exact invers. Explicația pe care o dau autorii este destul de confuză („un fel de dezdoire elastică după o deformare plastică”), dar sesizarea fenomenului arată că problema plăcii care se subduce este încă incomplet elucidată.

Cinematica plăcii subduse în profunzime. Porțiunea abruptă a plăcii care se subduce este jalonată de seismele medii și profunde, care permit urmărirea ei și stabilirea naturii stressului din ea. Pe baza lor în capitolul rezervat seismicității zonelor de subducție am relevat cîteva aspecte dinamice. În cele ce urmează vom completa imaginea cu cîteva elemente suplimentare.

În fig. 5.80 sînt prezentate cinci tipuri majore de plăci care se subduc, imaginate în coloana din stînga pe baza seismelor dispuse conform schemei din coloana din dreapta. Tipul A poate fi considerat ca tipul ideal, fără complicație și el se întîlnește la fosele Honshu, Kurile sau Tonga-Kermadec. În tipul B placa nu ajunge la adîncimea maximă de 700 km fiind prea tînă, procesul fiind în curs de desăvîrșire. Este cazul subducției din America Centrală. Dacă subducția este prea lentă, placa se încălzește mai pe îndelete și ajunge la temperatura asteno-

sferei înainte de a atinge adâncimea de 700 km, fiind asimilată prematur, cum se întâmplă cu sectorul din Placa africană ce pătrunde în fosa egeană. Uneori placa are o înclinare mai mică în partea superioară, apoi una mai mare, pentru ca la circa 500 km adâncime să revină la o înclinare mai mică (D). O astfel de configurație

Fig. 5.80 — Tipurile principale de terminare a plăcilor subduse. În stînga figurarea schematică, în dreapta exemplul concret. Cercurile pline indică stress de compresie, cele goale, stress de extensie (După Toksöz, 1975).



rație sigmoidală se găsește la fosa Vanuatu. În sfîrșit, uneori placa prezintă o zonă seismică la adâncimea medie, pentru ca la mare adâncime să apară din nou o zonă seismică (E). Este cazul fosei Chile. În tabelul XIX, la toate fosele sînt trecute în ultima coloană tipul de care aparțin. În cadrul acestor tipuri fundamentale există numeroase variante, ce oferă o imagine sintetică a formei tuturor planelor Benioff și în care sînt înscrise pozițiile principalelor hipocentre. Cîteva

generalizări evidențiază că: (1) în majoritatea zonelor, pînă la adîncimea de 300 km planele Benioff au o mare uniformitate de poziție, înclinînd cu 45° , ceea ce ridică probleme dacă o astfel de constanță reflectă un mecanism determinat de anumiți parametri reologici sau dinamici; (2) există un prim grup de excepții în care planul are o înclinare mai mică (Peru-Chile și Honshu); (3) un alt grup prezintă dimpotrivă, o înclinare mai mare, apropiindu-se de verticală (Hindukuș, Vrancea, Solomon și Sandwich); (4) la peste 300 km adîncime planul are în continuare o înclinare de 45° (Mariane, Kurile, Kermadec); (5) este la verticală (Mariane, Peru, Sunda); (6) are o înclinare mai redusă (Tonga, Izu-Bonin) sau (7) este orizontal (Vanuatu).

Pînă acum nu au fost date explicații pentru toate aceste poziții și este probabil că nu vor fi găsite cauze generale, fiecare zonă de subducție avînd o structură proprie, rezultatul unui context regional și al unei evoluții particulare în timp. Așa de pildă cazul (7) este explicat prin prezența la limita dintre astenosferă și mezosferă a unui fragment detașat de placă încă neasimilat și care, fiind un corp străin mai rece, determină seisme profunde. Mărirea înclinării la zonele profunde este pusă de Fitch (1977) pe seama unei limite geologice la adîncimea de circa 400 km, determinată de transformarea silicaților cu număr de coordinare 4 la cei cu număr de coordinare 6 (de tipul perovskitului), ceea ce determină o mărire a densității cu 35%. O astfel de formare mărește dezechilibrul dintre manta înconjurătoare și placă, aceasta din urmă putînd să „cadă” aproape la verticală. În acest sens pledează și faptul că toate seismele de adîncime prezintă un stress de extensie.

Influența vitezei de subducție asupra înclinării plăcii. Dinamica proceselor ce au loc în zonele de subducție este profund influențată de viteza și înclinația plăcii, factori care operează prin același mecanism, modificarea cîmpului termic. Ei sînt însă legați și direct printr-o relație de ordin mecanic. În fig. 5.81 este înscrisă în abscisă viteza de subducție iar pe ordonată înclinarea planului de sub-

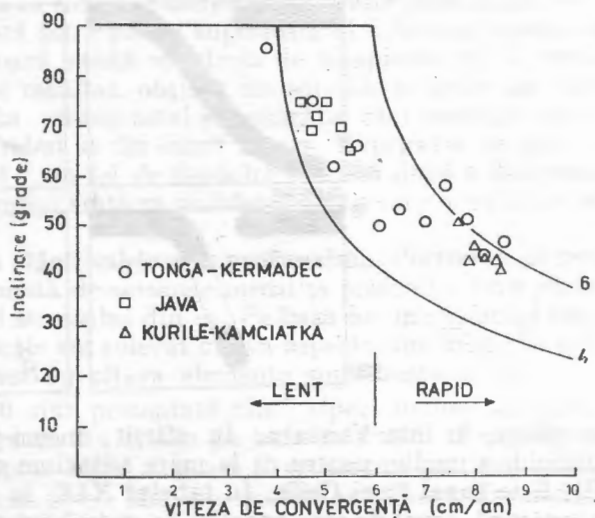


Fig. 5.81 — Relația dintre înclinarea planului Benioff și rata de subducție. Curbele reprezintă vitezele de subducție de 4 și 6 cm/an (După Luyendyk, 1970).

ducție pentru trei zone. Fiecare zonă este reprezentată prin mai multe valori în ce privește viteza, acestea fiind luate în diferite puncte ale zonei. Fosa Tonga-Kermadec prezintă astfel o dispersie mare deoarece se întinde pe circa 6 000 km lungime, distanță pe care mișcarea nu este uniformă. Din dispunerea punctelor se observă o corelare inversă între viteză și înclinare (cu cât crește viteza cu atât înclinarea scade). Luyendyk (1970) a interpretat astfel fenomenul: toate plăcile au o aceeași viteză de coborîre pe verticală, de 4—6 cm/an. Capătul unei plăci care avansează mai repede va coborî mai departe pe orizontală decît o placă ce avansează mai încet în același timp, de unde ultima va avea o pantă mai mare. Faptul este exprimat de cele două curbe care reprezintă viteză de coborîre pe verticală și între care se înscriu toate valorile. Considerarea unei viteze uniforme de lăsare pe verticală este surprinzătoare căci plăcile nu au aceleași vîrste, avînd temperaturi diferite și ca atare densități diferite, ceea ce înseamnă greutatea diferite, care se pare însă că nu joacă nici un rol.

Pentru a urmări rolul pe care îl joacă viteza de subducție asupra diverselor fenomene, Sugimura (1976 b) a înscris într-un tabel cinci caracteristici, exprimate cifric, a șase arcuri insulare, așezate în ordinea descrescîndă a vitezei de subducție.

Tabelul XX

Corelarea unor elemente caracteristice ale foseilor

Fosa	Viteza cm/an	Adîncimea fosei km	Seismicitatea măntăii ¹	Adîncimea maximă a seismului ² km	Indexul la frontul vulcanic
Tonga	9,1	11	0,19	680	42,0 ± 1,1
Japonia de Est	8,9	11	0,09	590	41,8 ± 0,3
Kurile	8,2	10	0,17	650	41,6 ± 0,6
Aleutine	5,8	8	0,05	220	37,5 ± 0,5
America Centrală	5,6	7	0,08	280	38,1 ± 0,6
Indonezia	5,4	7	0,06	720	36,0 ± 0,7
Japonia de Vest	—	8	0,05	270	38,9 ± 0,6

1. Numărul indică frecvența anuală a seismelor de medie și mare adîncime de magnitudine 7, calculată pentru 1 000 km lungime de front vulcanic. 2. Este indicată adîncimea maximă la care a fost înregistrat un seism pînă în anul 1954. (După Sugimura și Uyeda, 1973).

În ce privește rolul vitezei de convergență, dacă se pleacă de la premisa că toate procesele din arcurile insulare se datoresc subducției, înseamnă că o mărire a vitezei duce la o intensificare a acestor procese. Faptul a fost verificat de diferiți autori pentru mai multe procese. Astfel Sugimura (1967 b) a ajuns la concluzia că o creștere a vitezei de subducție are drept rezultat: (1) o adîncire a fosei; (2) o creștere a frecvenței seismelor de manta (intermediare și profunde); (3) o creștere a adîncimii pînă la care pot să aibă loc rupturi de forfecare; (4) o diminuare a adîncimii minime la care începe fuziunea și deci magmatismul (din cauza măririi frecării și o creștere a temperaturii).

Miyashiro (1972) a arătat în plus că magma thoeilitică se formează numai dacă viteza de subducție este mai mare de 8 cm/an, sub această valoare apărînd magmele calco—alcaline și alcaline. Fără a ajunge la o concluzie atît de radicală, Sugisaki (1972, 1976) a constatat că procentul de andezite, raportat la totalul

magmatitelor calco-alkaline, crește cu viteza, iar procentul bazaltelor scade. De asemenea, alcalinitatea scade odată cu creșterea vitezei iar indicele θ crește. Toate aceste variații petrologice și geochimice sînt puse pe seama faptului că, prin mărirea vitezei de subducție într-un anumit loc, este eliberată o cantitate mai mare de apă ce favorizează tendința calco-alkalină a magmei. Pe de altă parte s-a demonstrat (Uyeda, 1977) că fluxul termic nu depinde de viteza de subducție.

În ce privește influența înclinării plăcii, ea are repercusiuni mai ales asupra manifestării de suprafață a zonei de subducție. Astfel, intervalul fosă-arc crește cu scăderea înclinării, iar arcul magmatic este cu atît mai lat cu cît scade înclinarea. Aceasta cu condiția ca înclinarea să nu fie foarte mică, caz în care se pare că vulcanismul nici nu mai există. Este cazul Plăcii Nazca care se subduce sub Placa americană și unde în sectorul Peru și central Chile nu există vulcanism cuaternar, deși subducția este activă. Înclinarea planului de subducție este aici sub 10° . Fenomenul este explicat în mai multe feluri: (1) nu există o pană de astenosferă între cele două plăci, fapt pentru care nu poate avea loc procesul în două trepte de generare a magmei în sensul modelului lui Ringwood; (2) placa inferioară nu ajunge la temperatura necesară pentru a elibera suficientă apă care să declanșeze fuziunea plăcii; (3) există un stress de compresiune prea mare în placa superioară ce închide căile ascensionale ale magmei; (4) nu există o decuplare suficientă între plăci, fapt evidențiat de marile seisme crustale existente în regiune (Isacks și Barazangi, 1977).

Din cele de mai sus reiese că zonele de subducție prezintă o dinamică extrem de complexă, în care sînt implicați numeroși factori interdependenți. Corelarea lor este directă sau inversă astfel că nu este exclus ca mărirea unui parametru să declanșeze un lanț care în final să se întoarcă asupra lui și să-l inhibe. Astfel de lanțuri de feed-back sînt probabile și ele explică echilibrul care a dus în cursul istoriei geologice la o evoluție ciclică.

Bazinele marginale. Bazinele marginale formează un component caracteristic al zonelor de subducție de tip arc insular situîndu-se în spatele arcului magmatic. Ele sînt mărginite în spate fie de o masă sialică, acoperită sau nu de apă, fie de alte elemente aparținînd tot sistemului de subducție (arc vulcanic inactiv). Cele mai caracteristice bazine se găsesc pe marginea de vest și nord a Pacificului, dar sînt prezente și în celelalte zone de subducție activă, zona Antilelor și arcul Scoția de Sud. În fig. 5.82 sînt înfățișate bazinele pacifice cu nomenclatura lor curentă, împărțite pe patru tipuri care își vor găsi explicația mai departe.

Adîncimea bazinelor marginale variază de la 2 000 la 3 000 m și ele prezintă o diferență de nivel marcată față de arcul vulcanic și de arcul remanent sau continentul din spate. De cele mai multe ori contactul este o falie. Topografia fundului este variată, unele bazine prezentînd un relief agitat, vulcanic (Lau, Fiji), altele un relief netezit de stive groase sedimentare (Bering, Ohotsk, M. Japoniei). La unele se disting pe fund creste liniare paralele cu fosa reprezentînd elemente structurale (fie blocuri faliatate fie lanțuri magmatice).

Bazinele marginale au caracteristici geofizice pregnante dintre care fluxul termic este cel mai interesant (Wattaubet et al., 1977). În profilele transversale pe arcurile insulare valorile sînt scăzute deasupra foselor (1–2 FHU), apoi cresc deasupra arcului magmatic atîngînd valori ridicate, dar variabile (3–5 HFU), pentru a descrește deasupra bazinului marginal. Valorile depînd aici de vîrsta bazinului, cele vechi (terțiar inferior) cu sedimente groase, avînd valori constante

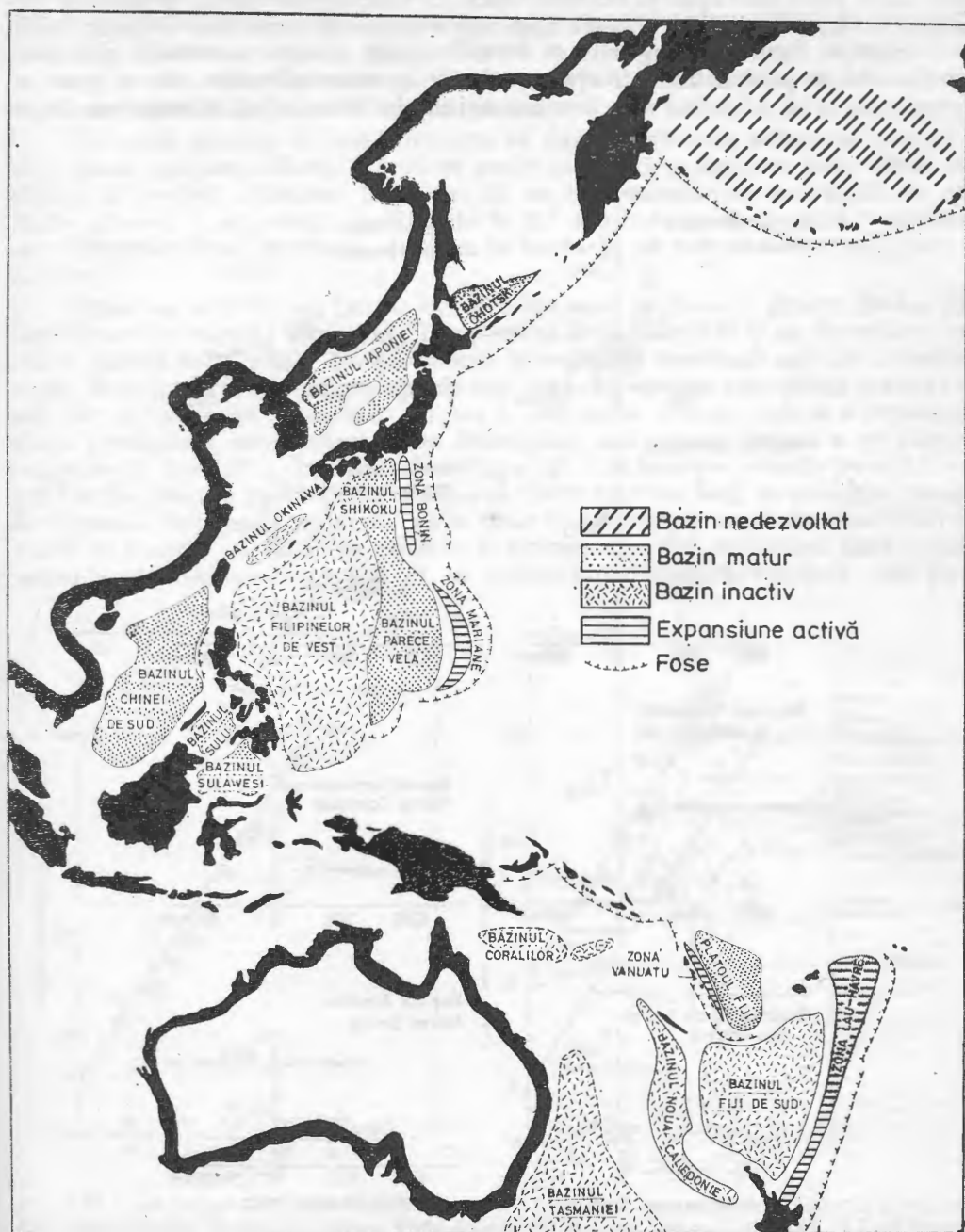


Fig. 5.82 — Bazinele marginale din partea de vest a Pacificului, clasificate după stadiul evolutiv (După Karig, 1971).

(2 HFU), iar cele tinere (pliocene) valori ridicate dar variabile (fig. 5.83). Valorile sub 1 HFU care apar în bazinele tinere cu flux termic ridicat se datoresc circulației hidrotermale (pătrunderea apei reci oceanice în rocile fracturate de fund).

Seismic bazinele marginale se caracterizează printr-o activitate profundă, ce vine de pe planele Benioff ajunse sub ele la mare adâncime, dar și prin cutremure de mică adâncime ale căror mecanisme în focar indică stressuri de exten-

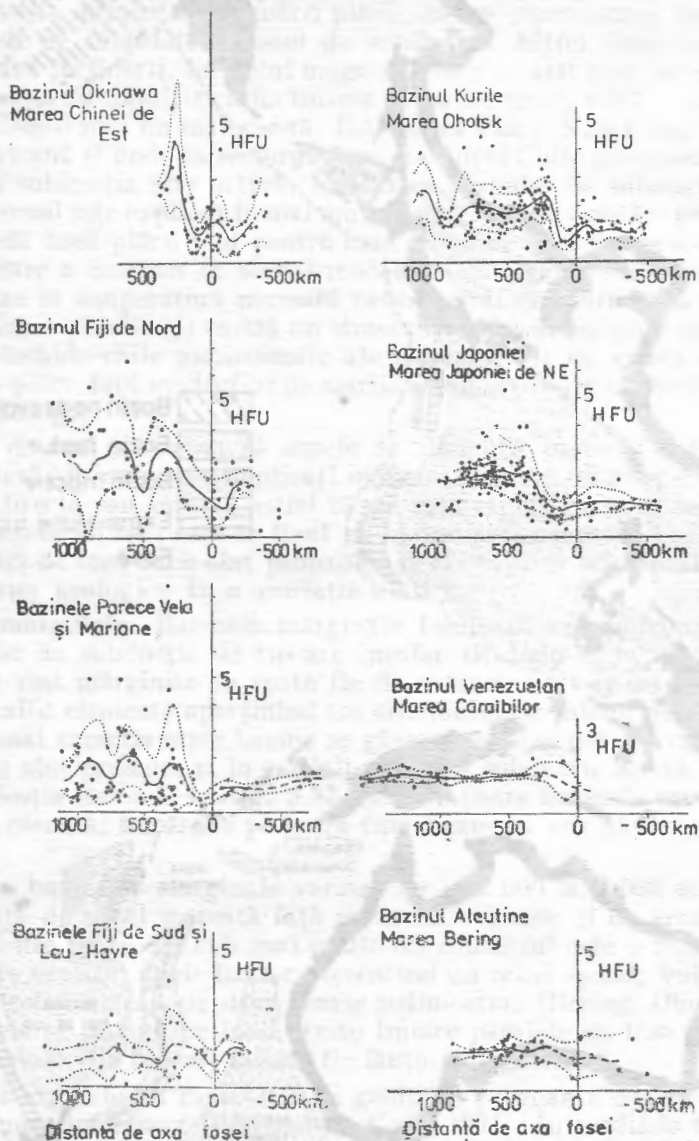


Fig. 5.83 — Distribuția fluxului termic în principalele zone de subducție cu bazine marginale din Pacificul de Vest. Profilele sint aranjate în ordinea vechimii presupuse a bazinelor (începînd cu coloana din stînga sus), (După Watanabe et al., 1977).

sie. Interesantă este marea atenuare a undelor seismice, evidențiată de cercetările întreprinse asupra undelor secunde (S_n) și a celor prime reflectate de suprafață (P_p), (Barazangi et al., 1975). Faptul se corelează cu fluxul termic ridicat avînd în vedere că atenuarea crește cu temperatura, care denotă o scădere a densității materialului pe care îl străbat undele.

Seismele naturale și cele provocate au dus la stabilirea adîncimii la care se află discontinuitatea Moho. S-a văzut astfel că există o corelare între vîrsta bazinului și această adîncime, în sensul că, cu cît bazinul este mai tînăr, cu atît Moho este mai la suprafață, variînd de la 4,5 km la bazinele de circa 5 milioane ani (Okinawa, Lau, Mariane), la 7 km la bazinele de 100 milioane ani (Sulu și Sulawesi).

Deoarece atît fluxul termic cît și adîncimea la care se găsește Moho sînt dependente de vîrstă, Watanabe, Langseth și Anderson (1977) au încercat o corelare directă între acești doi parametri, ajungînd la concluzii extrem de interesante. Rezultatul corelării este dat în fig. 5.84. În abscisă este trecut fluxul termic iar în ordonată adîncimea în km a „mantalei libere“, adică a suprafeței Moho recalculată prin îndepărtarea învelișului sedimentar pentru a se elimina compensația izostatică. În figura din stînga (a) sînt înscrise valorile pentru Oceanul Pacific, fiecare punct avînd trecută și vîrsta rocii de bază în milioane de ani. Se constată dispunerea valorilor pe o linie ce reprezintă evoluția raportului cu vîrsta și anume, cu rădăcina pătrată a vîrstei. Operînd în același mod pentru bazinele sedimentare (fig. 5.86 b), se constată o dispunere similară, dar pe o

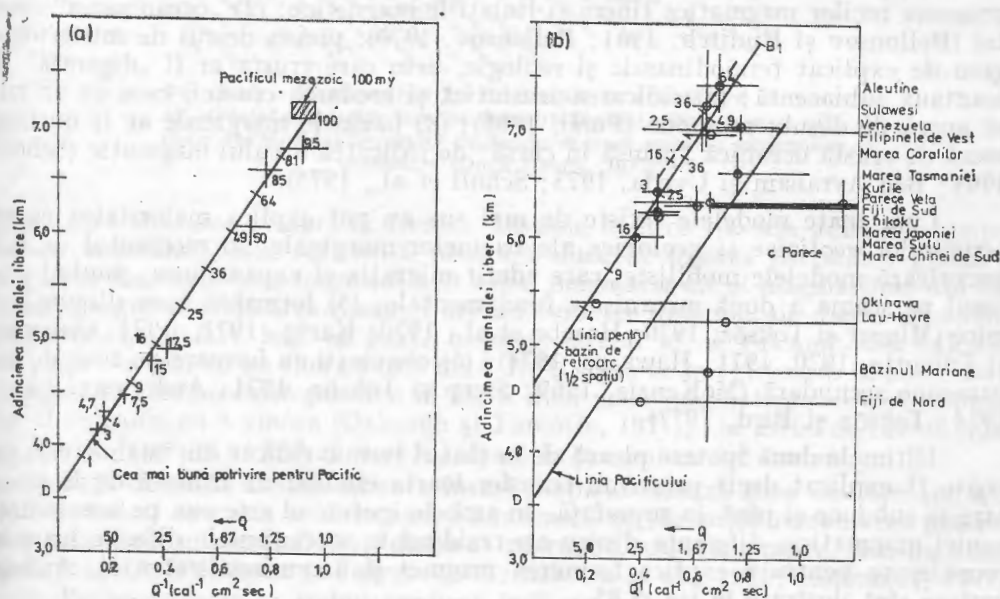


Fig. 5.84 — (a) Raportul dintre adîncimea „mantalei libere“ și inversul valorii fluxului termic pentru Oceanul Pacific. În dreptul fiecărui punct determinat este înscrisă și vîrsta rocii de bază (în milioane de ani). Linia plină trasată corespunde cel mai bine valorilor determinate. (b) Același raport ca în (a) pentru bazinele marginale. Crucile ce trec prin fiecare punct reprezintă deviațiile standard. Pentru comparație este trecută și linia pentru Pacific. Linia care unește cel mai bine valorile determinate este paralelă cu linia pentru Pacific dar cu circa 1,5 km mai jos (După Watanabe et al., 1977).

linie paralelă care evidențiază faptul că la o aceeași valoare a fluxului termic, în bazinele marginale Moho este cu circa 1,5 km mai jos. Dar nu aceasta este important ci faptul că bazinele evidențiază o tendință termică evolutivă similară cu cea a Pacificului, deci bazată pe un fenomen de expansiune.

Expansiunea bazinelor marginale este confirmată de anomaliiile magnetice identificate și care prezintă uneori o dispunere simetrică ca și la dorsalele de expansiune. Ele se găsesc în bazinele Lau, Woodlark, Fiji și Filipinelor. Ele arată că aici au avut loc extruziuni magmatice mult mai recente decât vârsta crustei oceanice din fața zonei de subducție.

Cele două serii de argumente prezentate mai sus arată clar că bazinele marginale sînt formațiuni de extensie mai recente decât debutul subducției și că ele au tendința de lărgire. Explicarea unui atare fenomen întîmpină de la început dificultăți, în primul rînd de ordin mecanic. Zonele de subducție sînt prin definiție locul în care are loc o contracție, o scurtare de crustă, și este surprinzător să apară tocmai aici procese de extensie. În al doilea rînd, pentru ca bazinul să se formeze și să se mărească, este necesar ca întregul sistem de subducție să migreze spre exterior, cu acoperirea succesivă a fostelor fosse. Un astfel de fenomen l-am acceptat deja pentru migrarea progradă a intervalului fosă-arc, cu formarea bazinului prearc. Pentru formarea bazinului retroarc este însă necesară o deplasare la altă scară, cu migrarea întregului sistem, inclusiv a arcului magmatic. Din această cauză au fost emise mai multe ipoteze care vād în bazinele marginale un proces *in situ*, fără nici o deplasare. În acest sens cităm următoarele mecanisme: (1) subsidența crustei (Kuenen, 1935; Kaseno, 1972), care însă nu explică prezența rocilor magmatice tinere și liniatiile magnetice; (2) „oceanizarea” crustei (Bellousov și Ruditch, 1961; Bellousov, 1970), proces destul de misterios și greu de explicat termodinamic și reologic, prin care crusta ar fi „digerată” de mantaua subiacentă; (3) ridicarea izostatică și erodarea crustei, ceea ce ar face să apară de desubt mantaua (Forsi, 1968); (4) bazinele marginale ar fi un fragment de crustă oceanică „prinsă în cursă” de ridicarea arcului magmatic (Schorr, 1964; Ben Avraham și Uyeda, 1973; Scholl et al., 1975).

Cum toate modelele fixiste de mai sus nu pot explica majoritatea caracteristicilor geofizice și geologice ale bazinelor marginale, în momentul de față prevalează modelele mobiliste, care admit migrația și expansiunea, punînd procesul pe seama a două mecanisme fundamentale; (5) formarea unor diapire termice (Minear și Toksöz, 1970; Hasebe et al., 1970; Karig 1971, 1974; Oxburgh, și Turcotte, 1970, 1971; Hawkins, 1974); (6) convecții cu formare de zone de expansiune secundară (McKenzie, 1969; Sleep și Toksöz, 1971; Andrews și Sleep, 1974; Toksöz și Bird, 1977).

Ultimele două ipoteze pleacă de la fluxul termic ridicat din bazine, care nu poate fi explicat decât printr-un transfer foarte eficient de căldură de la placa care se subduce și pînă la suprafață. În ambele ipoteze el este pus pe seama unei venituri magmatice, diferența dintre ele rezidînd în mecanismele diferite luate în considerare pentru a explica formarea magmei și ascensionalitatea ei. Ambele ipoteze sînt ilustrate în fig. 5.85.

În modelul diapirelor se consideră că frecarea plăcii care se subduce creează suficientă căldură pentru a determina fuziunea ei și formarea magmelor. Pînă la adîncimea de 60 km procesul este inhibat de reacția endotermică a deshidratării crustei oceanice, dar și de faptul că pînă la adîncimea de 35 km sedimentele de pe plăcă sînt încă necompactate și nerigidizate, jucînd astfel rolul de lubre-

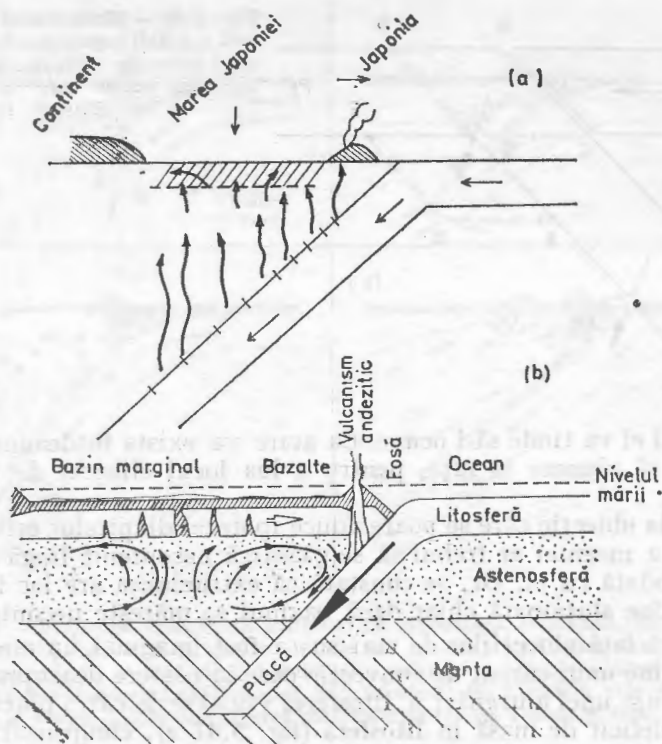


Fig. 5.85 — Două posibilități de deschidere a bazinelor retroarc.
(a) Modelul diapirelor termice datorită frecării plăcii care se subduce; (b) Modelul convectiv cu formarea unor zone de expansiune secundare (După Uyeda, 1977).

fiant, fără să creeze căldură de frecare. De-abia la circa 100 km adâncime temperatura acumulată este suficientă pentru a duce la topirea parțială a plăcii și a genera magmele care formează atât arcul magmatic cât și magmatitele din bazinul marginal. Ridicarea magmei are un caracter dinamic, de diapir de manta și pentru „a-și face loc” ea poate împinge lateral arcul vulcanic. S-a calculat că pentru a genera un flux caloric de 4 HFU (cum se înregistrează în unele mări marginale) este necesară punerea în loc a unor mase magmatice care pot împinge arcul vulcanic cu 5 cm/an (Oxburgh și Turcotte, 1971). Un astfel de calcul arată că Marea Japoniei ar trebui să se mărească în prezent cu 2,5 cm/an.

Față de acest model, în care însuși diapirul creează zona de extensie, alți autori cred că extensia se datorează altor fenomene (de pildă rearanjarea plăcilor sau încetarea subducției), iar diapirul pătrunde, oarecum pasiv, într-un teren gata pregătit (Packham și Falvey, 1971; Scholtz et al., 1971; Kanamori, 1971).

Pentru aceasta ar trebui explicat însă stressul de distensie în zona în care placa se subduce. În acest sens Elsasser (1971) a propus un model mecanic (fig. 5.86) în care îndoirea plăcii, care trece de la o poziție cvasiorizontală la una oblică, determină acest stress. Se observă că prin îndoire, poligonul ABCD tinde să se deplaseze în DEFG, ceea ce creează o presiune suplimentară doar în șarniera plăcii care se subduce, dar care lasă pentru placa superioară un loc liber

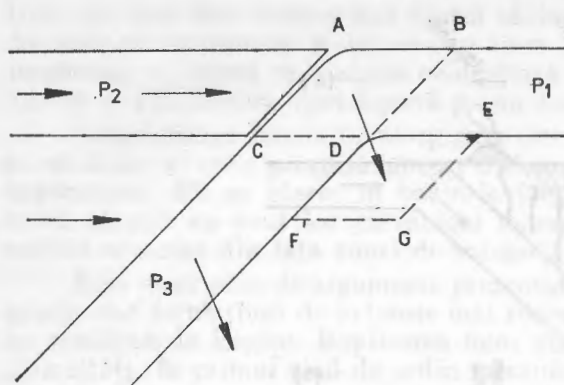


Fig. 5.86 — Mecanismul de mișcare progresivă a plăcii superioare ca urmare a creării unui stress de distensie în zona fosei prin îndoirea plăcii care se subduce (După Elasser, 1971).

pe care capătul ei va tinde să-l ocupe. Ca atare va exista totdeauna tendința plăcii superioare să alunece în față, pentru a lua locul eliberat de îndoirea plăcii inferioare.

Principală obiecție care se poate aduce ipotezei diapirelor este aceea că zona de extruziune a magmei ar trebui să se găsească neconținut lângă arcul vulcanic și să migreze odată cu el. Or, se constată că extruziunea are loc în mijlocul bazinului și rămâne staționară chiar dacă bazinul se mărește neconținut.

Ca să facă față obiecțiilor de mai sus a fost imaginat un mecanism în care rolul activ revine unui curent de convecție care ia naștere deasupra plăcii care se subduce din cauza unei antrenări a litosferei vâscoase de către placă. Prin aceasta este creat un deficit de masă în litosferă (fig. 5.87 a), compensat de un contracurent. La o viteză de avansare a plăcii de 8 cm/an acest stadiu este atins în circa 3 milioane ani de la debutul subducțiunii și el reprezintă un bazin nedezvoltat (fig. 5.87 b). La circa 10 milioane ani se instalează un curent de convecție care transportă căldura spre suprafață (stadiul c de maturitate), determinând subțierea litosferei, fapt care face ca împreună cu stressul regional și forța ascensională să determine formarea unui punct de extruziune a magmei, adică un rift. Acest stadiu activ are loc între 10—50 milioane ani (fig. 5.87 d). Din cauza transportului continuu de căldură astenosfera se răcește, astfel că după circa 100 milioane ani celula de convecție va înceta să funcționeze și procesul se va sfârși. Bazinul devine inactiv. Bazinele marginale din fig. 5.87 sînt separate pe aceste patru stadii evolutive (Toksöz și Bird, 1977).

Procesul merge însă mai departe. Prin reîncălzire el reîncepe, dar din cauza migrării prograde a întregului sistem, bazinul cel nou se va forma mai în față. Bazinele Mariane și Parece Vela din fața fosei Mariane sau Bonin și Shikoku din fața fosei Bonin, reprezintă astfel de perechi de bazine, din care cel din față este activ iar cel din spate inactiv. Prin deplasarea zonei de subducție placa care se subduce se aplatizează, pînă ce litosfera se rupe în adîncime, fapt care explică întreruperile manifestate de unele plane Benioff. Litosfera se poate rupe însă și în față, ceea ce duce la o săritură și la deplasarea fosei. Un astfel de fenomen este schițat în fig. 5.88 (a) și el ar putea explica dublul plan Benioff din fața Japoniei (Hawkins, 1974). În fig. 5.88 (b) este prezentat un alt proces, în care succesiunea de evenimente este următoarea: după ce a luat naștere un arc vulcanic, din cauza contracurentului din astenosferă există tendința de deplasare a lui spre exterior, ceea ce va duce la scindarea lui: o parte activă migrează în față

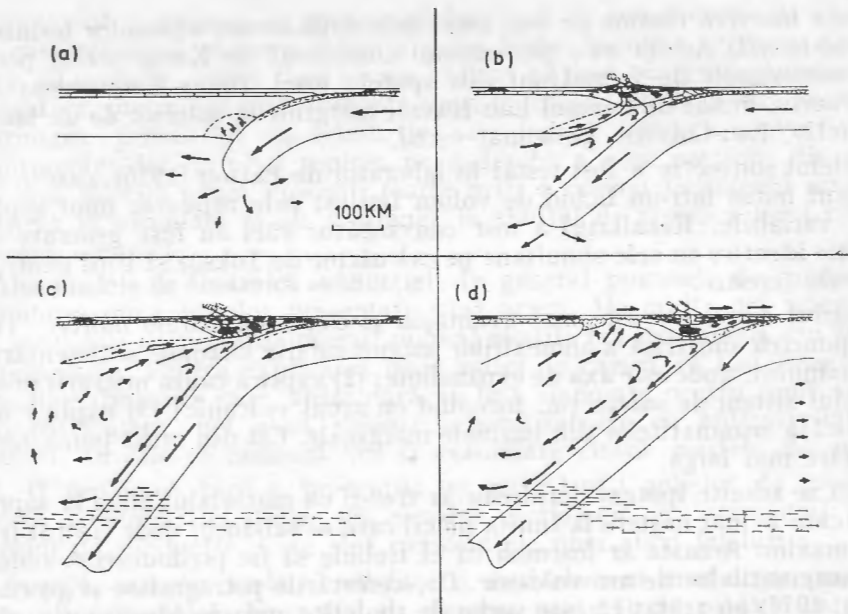


Fig. 5.87 — Formarea unui bazin marginal cu expansiune secundară. (a) Începutul subducției; (b) Începutul vulcanismului de arc insular; (c) Cînd placa trece prin zona de schimbare de fază olivină-spinel sînt stabilite condițiile pentru un curent de convecție ce transportă căldură pînă sub litosferă; (d) Litosfera este spartă din cauza încălzirii induse de curgerea materialului (După Toksöz și Hsü, 1978).

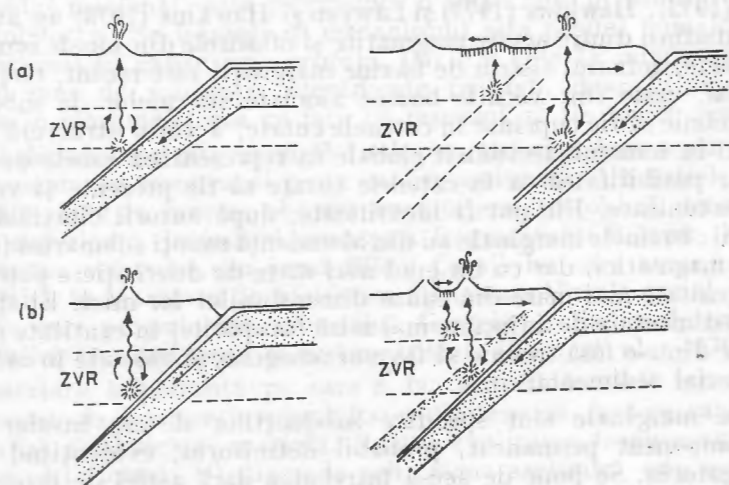


Fig. 5.88 — Două modele pentru explicarea formării bazinelor marginale și a arcurilor remanente. (a) Migrarea zonei de subducție cu săritură și migrarea înainte a arcului vulcanic, în spatele căruia se formează bazinul marginal; (b) Migrarea lentă a planului de subducție cu scindarea arcului vulcanic și formarea unei expansiuni secundare.

ZVR, zona de viteză redusă (După Hawkins, 1974).

iar o parte inactivă rămîne pe loc, între cele două arcuri vulcanice formîndu-se bazinul marginal. Acesta este mecanismul considerat de Karig (1970) pentru a explica succesiunea de formațiuni din spatele fosei Tonga-Keramedec: lanțul vulcanic activ, urmat de bazinul Lau-Havre, mărginit la interior de un lanț vulcanic inactiv, Lau-Colville, ceva mai vechi.

Modelul convectiv a fost testat în laborator de Patton (1976), care a urmărit curentul indus într-un lichid de volum limitat prin mișcarea unui suport cu înclinări variabile. Rezultatul a fost convingător căci au fost generate celule de convecție identice cu cele simultane pe calculator de Toksöz și Bird pentru condițiile reale terestre.

Modelul convectiv este mai avantajos și din următoarele motive: (1) explică dispunerea simetrică a anomaliilor magnetice din bazinele sedimentare față de axa bazinului, unde este axa de expansiune; (2) explică cauza migrării prograde a întregului sistem de subducție, începînd cu arcul vulcanic; (3) explică natura petrografică a magmatitelor din bazinele marginale. Cel din urmă punct necesită o prezentare mai largă.

Dacă se admite ipoteza diapirelor ar trebui ca materialul adus la suprafață să fie cel care a luat naștere la limita plăcii care se subduce, unde efectul fricțional este maxim. Aceasta ar însemna că el trebuie să fie predominant andezitic, de tipul magmatitelor de arc vulcanic. Or, cercetările petrografice și geochemice (Hawkins, 1977) au arătat că este vorba de tholeiite aproape identice cu cele din zona de expansiune. Aceasta înseamnă că magma trebuie să ia naștere direct din astenosferă, fără un aport al plăcii care se subduce. Or, în modelul convectiv, ramura ascendentă a celulei de convecție este mai caldă și ea poate duce la topirea materialului din astenosferă la un nivel mai ridicat decît la suprafața plăcii, deci în condiții similare celor din rifturile oceanice.

În ce privește natura petrografică a magmatitelor din bazinele marginale, Hart et al. (1972), Hawkins (1977) și Lawyer și Hawkins (1978) au atras atenția asupra similitudinii dintre aceste magmatite și ofiolitele din zonele orogene vechi. Pe de altă parte, actualul sistem de bazine marginale este recent, terțiar, dar ne putem întreba, unde sînt vechile bazine asociate sistemelor de subducție mai vechi? Ele trebuie să fie cuprinse în catenele cutate, a căror structură este interpretată astăzi în termenii tectonicii globale ca reprezentînd zonele de subducție. Există așadar posibilitatea ca în catenele cutate să fie prezente și vechi bazine marginale, tectonizate. Ele pot fi identificate, după autorii citați, după următoarele criterii: bazinele marginale au din abundență munți submarini (seamounts) care sînt tot magmatici, dar cu un grad mai mare de diferențiere petrografică și cu o neomogenitate mai mare din cauza dimensiunilor lor mici. Ei sînt asociați cu depozite sedimentare de adîncime mai mică (evaporite) în cantitate mare. Ofiolitele derivate dintr-o fosă trebuie să fie mai omogene, și asociate în cantitate mai mică cu material sedimentar.

Bazinele marginale sînt specifice subducțiilor de arc insular unde formează un component permanent, probabil definitiv, evidențiind un proces dinamic obligatoriu. Se pune de aceea întrebarea dacă astfel de procese nu sînt prezente și la subducțiile subcontinentale, unde însă trebuie să aibă alte forme de manifestare. La această întrebare a răspuns Toksöz și Bird (1977) care au constatat că în spațiile unor zone importante de subducție se găsesc platouri înalte: platoul iranian în spatele coliziunii continent-continent din Munții Zagros, platoul Tibet, efect al coliziunii continent-continent dintre India și

Asia și platoul Altiplano, în spatele subducțiunii de sub America de Sud. Toate trei se caracterizează printr-o ridicare a lui Moho, printr-o atenuare a undelor seismice ca urmare a unui flux termic ridicat și prin puternice anomalii Bouguer negative, precum și prin prezența unui vulcanism tînăr. Toate aceste fapte sînt urmarea procesului de subducție care induce curenți convectivi mult sub continente, determinînd topirea pe dedesubt a unei porțiuni din litosferă și subțierea ei. Din cauza grosimii foarte mari a crustei fenomenul nu este vizibil direct la suprafață și nu se ajunge la stadiul de creere a unui centru de expansiune oceanică.

Alte modele de dinamica subducției. În general procesele de subducție decurg conform mecanismelor prezentate pînă acum. De multe ori intervin însă factori secundari ce perturbă mersul normal modificînd morfologia sau structura zonei respective. Pentru explicarea unor astfel de cazuri au fost imaginate diverse modele dinamice care, chiar dacă au fost elaborate pentru rezolvarea unei situații particulare, pot avea valoare generalizatoare cu aplicativitate și în alte cazuri. În cele ce urmează vor fi examinate cîteva modele de acest fel.

1. O problemă care a preocupat pe cercetătorii zonelor de subducție a fost aceea a intersecției dintre un element morfologic sau structural deosebit și un front de subducție. Care sînt consecințele unei atari întîlniri?

Un prim caz este acela al subducerii unui element morfologic proeminent aflat pe placa oceanică. Un astfel de element poate fi de pildă o catenă aseismică, de tipul Catenei 90 din Oceanul Pacific sau al catenei Emperor din Pacificul de Nord. Am arătat anterior că pe seama unei atari intersecții este pusă recurbaria arcurilor insulare (Vogt et al., 1976). Amintim că este vorba de o mărire a flotabilității plăcii care se subduce din cauza surplusului de masă pe care îl reprezintă catena aseismică. Din cauza acestei flotabilități mărite migrarea progradă a arcului insular este întîrziată, adică este diminuată expansiunea bazinului marginal, ceea ce produce o inflexiune în frontul de avansare a zonei de subducție. Se înțelege că mecanismul este posibil numai dacă există un bazin marginal cu expansiune proprie. Dar din cele 22 intersecții de catene aseismice cu zone de subducție identificate pe glob, doar în șase cazuri nu există un bazin marginal, ceea ce face ca procesul să fie foarte verosimil.

Efectul deosebit pe care vrem să-l relevăm aici este însă acela al spargerii plăcii de deasupra în trecerea ei peste catena aseismică. Un astfel de exemplu îl prezintă fig. 5.89 în care se observă cum intersecția oblică determină spargerea plăcii superioare, întîrziind avansarea fragmentului detașat. Aceasta este explicația pentru structura din jurul Plăcii Caraibilor care avansînd spre vest a fost stînjenită în înaintare de platforma Bahamas. Un alt caz îl prezintă arcul Scoția în care proeminența submarină Georgia de Sud a determinat o inflexiune a faliei transformante și ruperea plăcii (Vogt et al., 1976).

O constatare importantă pe care o fac autorii lucrării menționate este aceea că în zonele de intersecție seismicitatea diminuează, fapt pe care îl dovedesc printr-o analiză statistică și spațială. Pentru explicarea fenomenului pot fi invocați mai mulți factori: (1) placa de sub catena aseismică este mai subțire și mai caldă; (2) pe planul Benioff există tendința mai accentuată de deformare prin fluaj decît prin reacție casantă; (3) există un surplus de magmă bazaltică eliberat prin topirea crestei și care reduce rezistența dintre cele două plăci; (4) există tendința plăcii superioare de a se sparge, proces ce duce la diminuarea tensiunilor acumulate în plăci.

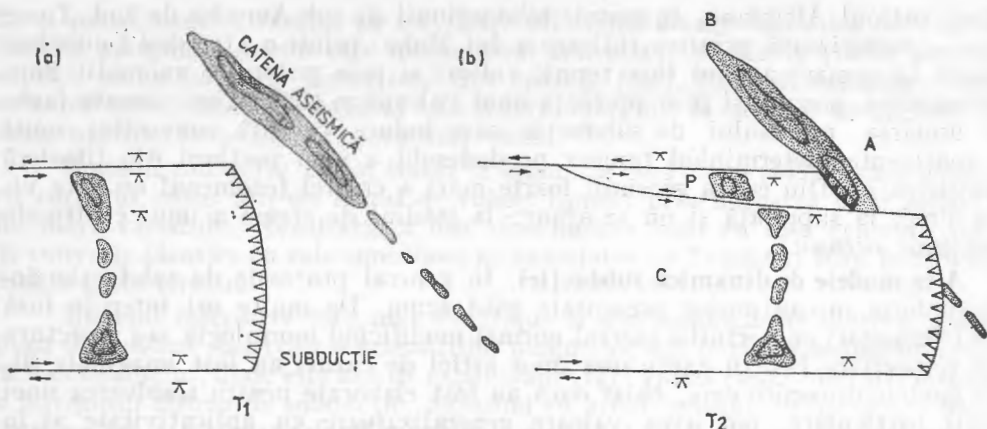


Fig. 5.89 — Rezultatul subducerii unei catene aseismice prin avansarea unei plăci cu fosă în frunte. Placa superioară este ruptă, fragmentul detașat fiind întârziat în avansare. Cazul zonei Caraibilor: B, catena aseismică Bahamas-Barracuda; A, placa ce suportă Atlanticul; C, Placa caribiană; P, mica placă Puerto Rico (după Vogt et al., 1976).

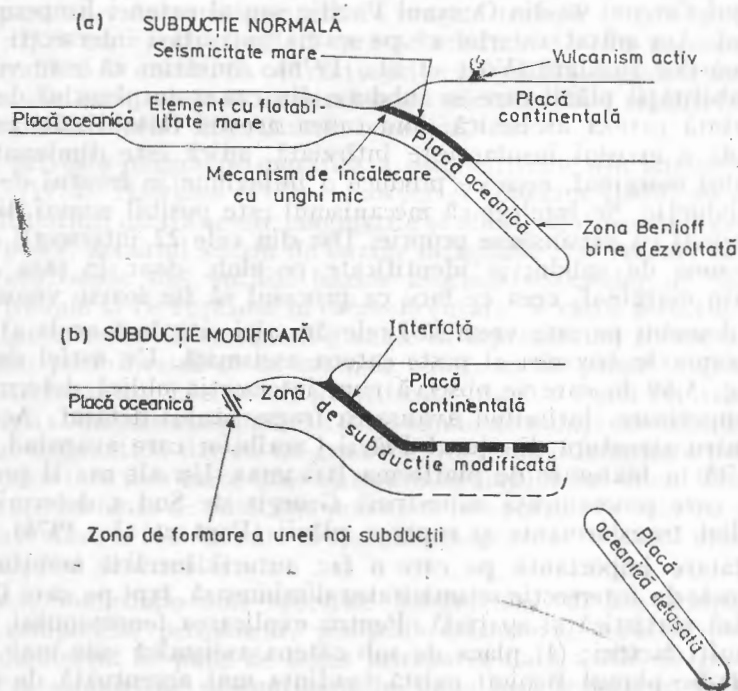


Fig. 5.90 — Modificarea poziției plăcii care se subduce din cauza unui element topografic de densitate mai mică (catenă aseismică). (a) Subducția normală; (b) Subducția modificată cu ridicarea, din cauza flotabilității mai mari, a plăcii subduse, ruperea ei și detașarea unui fragment (După Kelleher și McCann, 1977).

2. La aceste explicații se poate adăuga încă una, propusă de Kelleher și McCann (1977) și ilustrată în fig. 5.90. În (a) este figurată o subducție normală a unei plăci care are însă în spate o protuberanță morfologică sau structurală (de pildă o catenă aseismică) și care reprezintă un surplus de masă sialică. Acest surplus mărește flotabilitatea plăcii, ceea ce face ca în momentul în care el începe să se subducă, placa să fie împinsă în sus, schimbându-și înclinarea (b). Prin aceasta survin mai multe fapte noi: (1) placa inferioară alipindu-se de cea superioară diminuează condițiile de generare a unor mari cutremure; (2) din cauza diminuării înclinării plăcii subduse ea nu mai ajunge în zona de topire, astfel că magmatismul este oprit, vulcanii de pe placa superioară încetându-și activitatea; (3) segmentul profund al plăcii subduse se rupe de rest, devenind un corp independent ce va fi asimilat treptat în condiții statice; (4) o nouă zonă de subducție va lua naștere eventual mai în față pentru a prelua surplusul de litosferă născută în zona de expansiune respectivă.

Considerațiile de mai sus au fost făcute de Kelleher și McCann pe baza unei analize detaliate a frecvenței cutremurelor mari de pe latura de vest și nord a Pacificului și a raportului lor cu topografia fundului oceanic. Se constată astfel o surprinzătoare suprapunere a zonelor în care ambele elemente sînt prezente (lipsa seismelor și proeminențe morfologice): în fața fosei Nankai, în care se subduce creasta submersă Kyushu — Palau și în care nu se cunosc mari cutremure; în fața Insulei Honshu unde o serie de munți submarini se subduc în fosa Japoniei și unde de asemenea seismicitatea este redusă etc. Explicația este fundamentată și printr-un calcul simplu. La o litosferă de 70 km grosime un surplus morfologic de 5 km diminuează densitatea medie a litosferei cu $0,05 \text{ g/cm}^3$. Or aceasta este diferența de densitate admisă între litosfera care se subduce și astenosfera înconjurătoare, ceea ce ar explica de ce placa nu mai alunecă în jos, ci mai curînd se ridică alipindu-se de placa superioară.

3. Mai importantă decît subducția unei catene aсейmice este subducția unui rift, problemă ce a preocupat numeroși cercetători, care au ajuns la concluzii diferite: (1) unii consideră că activitatea riftului trebuie să înceteze (Hayes și Heitzler, 1968; Atwater, 1970; Marlow et al., 1973); (2) alții cred că în ciuda subducției, arcul insular va suferi o ridicare și un magmatism sporit (Grow și Atwater, 1970; Uyeda și Miyashiro, 1974); (3) zona va suferi transformări ducînd la formarea de triple joncțiuni (Dickinson și Snyder, 1975) sau la obducții (Dewey, 1976). Majoritatea considerațiilor sînt făcute pe baza a două exemple clare ce dovedesc subducția unor rifturi: arcul Aleutin unde a dispărut sub planul de subducție o întreagă placă, Kula, împreună cu riftul care o separa de Placa pacifică, și în zona Golfului Californiei unde dispare sub continent riftul Pacificului de Est. Pe o hartă a anomaliilor magnetice actuale pot fi identificate însă mai multe zone de acest fel, iar la altele fenomenul este „iminent” (adică de ordinul a cîteva milioane de ani). Dar nu aceste cazuri izolate justifică interesul purtat unei atari probleme ci un element de ordin mult mai general. Dacă subducția unei catene aсейmice este un fapt întîmplător, depinzînd de prezența sau nu a unei astfel de formații pe o placă care se subduce, subducția unui rift este un fenomen obligatoriu dacă se admite că un ocean trece printr-un ciclu de deschidere și apoi de închidere, așa cum a presupus Wilson și cum dovedesc tot mai mult datele paleogeografice. Plecînd de la aceste considerații, Da Long și Fox (1977) au făcut o analiză completă a fenomenului dovedind că el are importante consecințe geologice. În cele ce urmează prezentăm esențialul concep-

ției lor. Semnul sigur al subducerii unui rift este prezența pe placa din fața riftului a unor anomalii magnetice a căror vîrstă crește spre ocean. Faptul este explicabil dacă examinăm cele trei stadii evolutive din fig. 5.91. Cele două plăci A și B sînt despărțite de două falii transformante și de un rift, față de care placa A crește spre stînga iar placa B spre dreapta. Dacă considerăm placa C și riftul A/B staționar, sub C se va subduce placa B. Dacă însă presupunem că întregul sistem din stînga se mișcă spre dreapta, conform săgeților ($\vec{C^VA}$ și $\vec{C^VB}$), înseamnă că și riftul se deplasează spre dreapta. În schița (b) partea centrală a plăcii B s-a subdus și riftul a ajuns la fosă. În felul acesta placa A a atins fosa, și cum ea a luat naștere în riftul ajuns acum aici, tot ce se află pe placa A la stînga de fosă va avea vîrstă tot mai mari, în timp ce, tot în fața fosei, rămășițele plăcii B (notate B') vor avea spre stînga vîrste tot mai noi. Porțiunile create de rift pe plăcile A și B în acest moment, notate respectiv I și II, vor fi alipite de rift. O etapă ulterioară este prezentată în (c) în plan și în (d) în secțiune. După cum se vede, riftul se află sub planul de subducție și el continuă să acționeze. Dar cele două plăci separate de el au viteze diferite de mișcare. Placa B se va mișca în jos din cauza riftului, dar și din cauza mișcării de subducție. În schimb placa A se va mișca în jos din cauza subducției, dar în sus din cauza riftului. Punctele I și II au tendința să se îndepărteze și să lase un loc liber între ele. Acest loc trebuie să fie umplut cu material din astenosferă ce urcă de jos în sus. Pe seama unui astfel de fenomen pun Matsuda și Uyeda (1971) creșterea activității vulcanice și deschiderea Mării Japoniei, ca efect al subducerii riftului Kula sub fosa Japoniei. O astfel de explicație este greu de admis căci separarea plăcilor A și B are loc la adîncimi mari, poate sute de

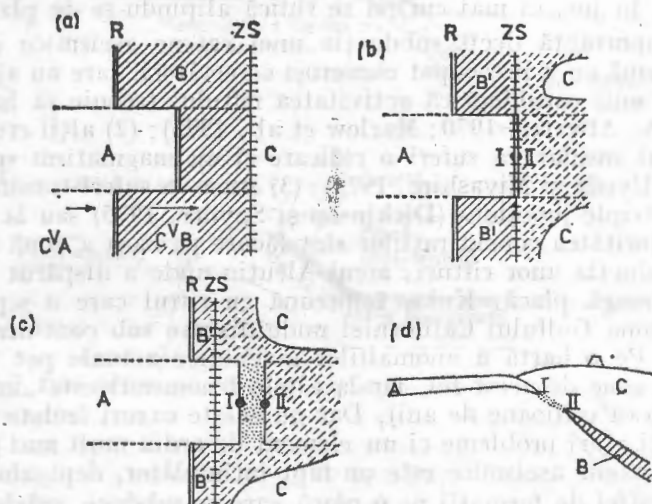


Fig. 5.91 — Efectul subducerii unei zone de expansiune. C, placă fixă; A și B, plăci ce avansează în același sens cu viteze diferite; (a) Poziția inițială; (b) Riftul a ajuns la fosă; (c) Pe sub placa C riftul continuă să acționeze și să genereze o expansiune care face ca punctele I și II să se distanțeze; (d) Momentul din figura (c) văzut în secțiune transversală. R, rift, SZ, zonă de subducție (După DeLon și Fox, 1977).

km, și este dificil de întrevăzut cum poate un astfel de fenomen să aibă consecințe de suprafață. De altfel ne putem întreba în ce măsură mai are loc aici un autentic fenomen de expansiune când la o astfel de adâncime nu se mai produc procesele tipice de formare a unei cruste oceanice.

Există totuși trei manifestări geologice de suprafață reperabile și care evidențiază subducția unui rift. Să ne imaginăm fundul oceanic în momentul în care un rift se apropie de o zonă de subducție. Se știe că un rift încoronează o dorsală, adică o formă pozitivă majoră. Când ea se apropie de fosă, placa superioară are de „escaladat” panta acestei dorsale. Ca atare adâncimea apei va scădea, poate că va avea loc chiar o emersiune a marginii plăcii superioare. După ce riftul a fost „înghițit” de fosă, placa superioară „coboară” panta descendentă a dorsalei, ceea ce va duce la afundarea ei și la creșterea adâncimii apei. Într-o succesiune geologică a depozitelor din fosă se va vedea deci o trecere de la faciesuri de adâncime la altele de apă mai puțin adâncă, poate chiar continentale, pentru ca apoi ele să reprezinte ape tot mai adânci.

A doua consecință este de ordin vulcanologic și ea derivă din modificări în câmpul termic. Se știe că o placă cu cât este mai tânără, cu atât este mai caldă. Ca atare, prin subducerea unui rift intră în astenosferă o placă foarte caldă, de-abia născută. Faptul va avea următoarele consecințe: (1) va diminua contrastul termic dintre placa subdusă și cea de deasupra, prin aceasta va diminua efectul de încălzire prin frecare și ca atare temperatura nu va mai fi suficientă pentru fuziune și formare de magme. Magmatismul va fi inhibat și poate chiar stagnat; (2) are loc un proces de ridicare a plăcii din cauza măririi flotabilității ei prin scăderea densității, ceea ce va duce de asemenea la sistarea magmatismului (vezi mai sus ipoteza Kelleher și McCann); (3) s-a constatat că pe măsură ce crește în vîrstă, crusta oceanică se „vindecă” de fracturile și crăpăturile cu care pleacă din rift prin procese de cimentare (dovedite pe carotele DSDP). Lîngă rift crusta tînără nu este încă vindecată și este încă permeabilă (fig. 5.92 a). Ca atare procesele de deshidratare a plăcii sînt mai ușoare și ele vor începe odată cu subducția. Când placa va ajunge la adâncimea de 100 km, unde în mod normal începe formarea magmelor pe seama apei din placă, aceasta nu mai are apa necesară, ceea ce va duce la sistarea magmatismului. Prin toate mecanismele schițate subducerea unui rift are drept consecințe o descreștere a magmatismului, pentru ca prin coborîrea lui mai în adâncime, formarea magmelor să reînceapă. Din punct de vedere geologic fenomenul va fi prezent într-o succesiune în care produsele vulcanice vor descrește, pînă la dispariție, pentru ca apoi să crească din nou.

Al treilea proces este legat tot de modificarea termalității. Din cauza introducerii sub placa superioară a unui corp mai cald decît normal, va avea loc o deflecție a izotermelor în sus ceea ce va determina o creștere a termalității plăcii superioare cu 100—300°C (valoarea depinzînd de viteza de subducție). Faptul va determina apariția aici a fenomenelor de metamorfism termic.

În sfîrșit, un al patrulea fenomen va fi descreșterea seismicității în zonă din cauza modificării caracteristicilor fizice ale plăcii (fig. 5.92 c).

Ultimul punct se referă la un fenomen tranzient, care se manifestă numai în timpul procesului. El poate fi utilizat în momentul de față pentru a aprecia, după datele seismologice, care sectoare dintr-o zonă de subducție sînt influențate de subducția unui rift. Tot pentru momentul de față se poate calcula, după viteza de subducție, viteza de expansiune a riftului (în sectoarele în care nu a fost subdus)

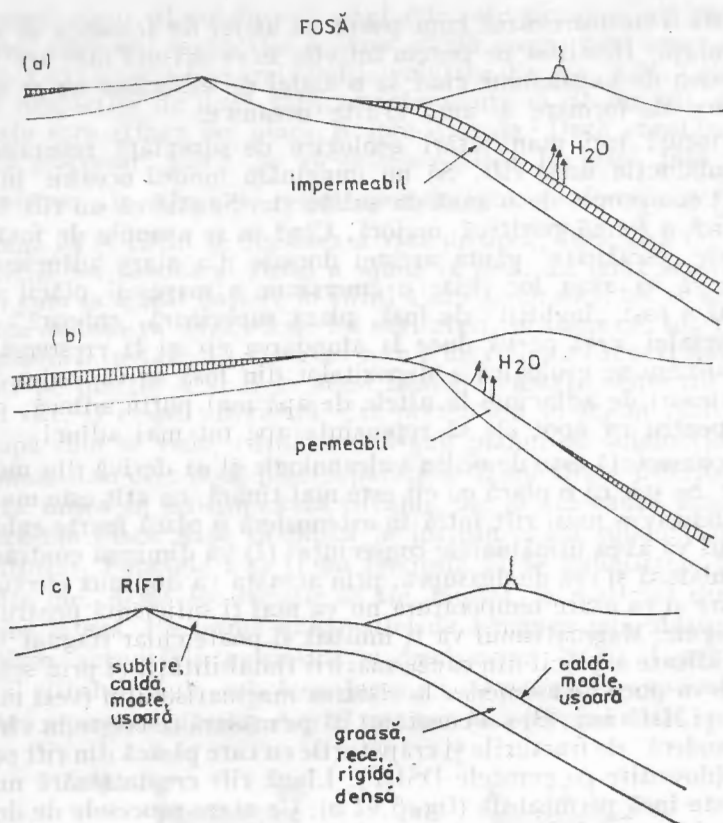


Fig. 5.92 — Efectul subducerii unui rift asupra deshidratării plăcii care se subduce și a seismicității. (a) Situația normală, în care stratul 2A al crustei oceanice acționează ca un izolant impermeabil; (b) În cazul subducerii riftului, în jurul lui stratul 2A nu este cimentat și permite deshidratarea plăcii la un nivel superior, prea sus pentru a se putea forma magme; (c) Caracteristicile fizice ale plăcii subduse în apropierea riftului, departe de el și în placa superioară. Prin apropierea primelor de ultimele contrastul fizic se reduce și seismicitatea este inhibată (După DeLong și Fox, 1977).

și după vârsta primei liniații, depărtarea la care se află riftul de fosă, sub placa superioară.

Primele trei procese sînt mai interesante pentru că ele permit interpretarea datelor geologice. În acest sens o secțiune prin formațiunile deschise la zi în insulele Aleutine (fig. 5.93) arată o formațiune vulcano-sedimentară urmată de alta lipsită de vulcanite, slab metamorfozată, în care faciesurile sînt de apă tot mai mică. După o întrerupere în sedimentare, cu eroziune, sedimentarea este reluată, cu faciesuri de apă tot mai adîncă, după care apar vulcanitele. Acest exemplu arată interesul deosebit ce trebuie acordat de geologi modelelor de subducție, ce pot oferi cheia pentru înțelegerea și interpretarea succesiunilor geologice.

4. Plecînd tot de la subducția unei dorsale, Dixon și Farrow (1980) au dezvoltat o teorie mai amplă (fig. 5.94). Să presupunem un rift (R) față de care se de-

Roci vulcanice și sedimente miocene
și mai noi

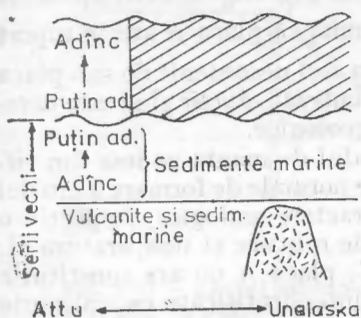


Fig. 5.93 — Suita stratigrafică pentru insulele Aleutine de la Attu (173°E) la Unalaska (167°V) evidențiind procesele geologice determinate de subducerea Dorsalei Kula în timpul miocenului (După DeLong și Fox, 1977).

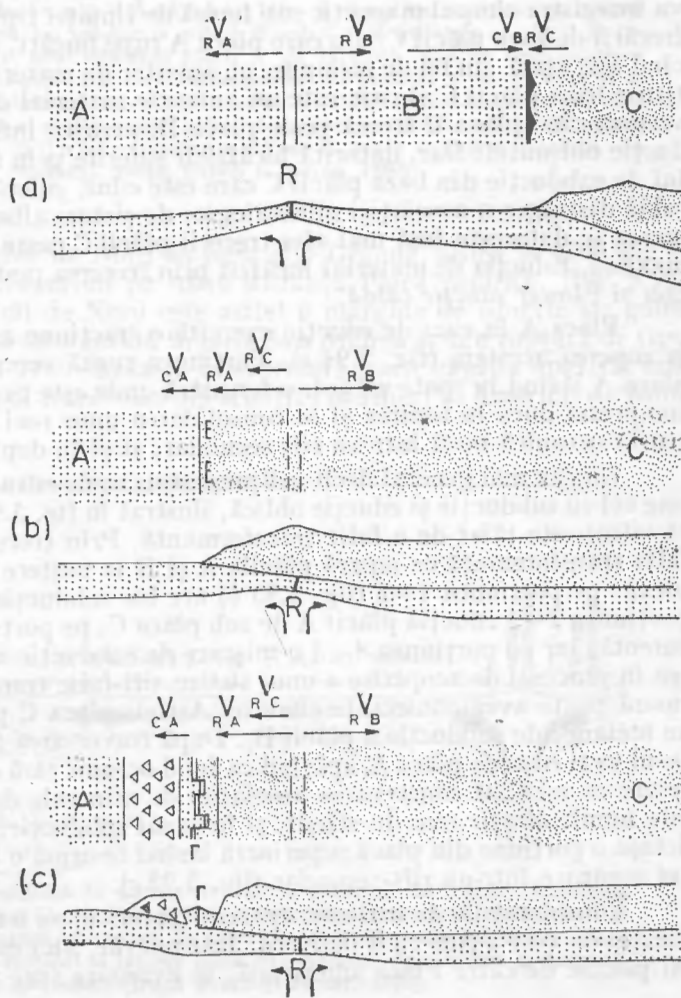


Fig. 5.94 — Mecanismul de eduție. (a) Plăcile A și B se depărtează divergent față de riftul R (linie dublă), iar placa B se subduce sub placa C (linia cu zîmți); (b) După subducerea riftului, dacă viteza de expansiune este mai mare decît viteza de subducție, placa A va continua să iasă de sub C, proces denumit eduție; (c) Prin antrenarea de către placa A, placa C se rupe și ia naștere un bazin marginal cu un rift secundar r. (În fiecare fază, sus situația în plan; jos, în secțiune). (După Dixon și Farrar, (1980).

plasează divergent plăcile A și B cu viteza ${}_R\vec{V}_A = {}_R\vec{V}_C$. O placă C ia contact cu placa B printr-o zonă de subducție avansînd cu viteza ${}_R\vec{V}_C$ (fig. 5.94 a) ajungînd să acopere riftul (fig. 5.94 b). Dacă ${}_R\vec{V}_A > {}_R\vec{V}_C$, înseamnă că placa A are în raport cu placa C viteza ${}_C\vec{V}_A = {}_R\vec{V}_A - {}_R\vec{V}_C$. Ca urmare ea va ieși neconținut de sub placa C depărtîndu-se de zona de subducție. Procesul a fost botezat *eduție* și el este oarecum inversul subducției, avînd variate consecințe geologice.

Din punct de vedere termic este clar că materialul de manta ce iese din riftul acoperit se răcește mult mai lent decît în condițiile normale de formare a crustei oceanice în contact cu apa ceea ce îi conferă alte caractere reologice, respectiv o rigiditate mai redusă, fiind greu de apreciat viteza de mișcare și temperatura ei. De asemenea, în momentul cînd iese de sub placa C, placa A nu are constituția obișnuită a crustei oceanice adică, depozite abisale interstratificate cu vulcanite și ofiolite tipice (pillow-lave, dyke-uri lamelare etc.), ci o masă compactă de magmatite hipabisice. Dar, avînd în vedere că prin răcire ea trece prin punctul Curie, va înregistra cîmpul magnetic sub formă de liniatii tipice. De asemenea, din cauza frecării de baza plăcii C, din care placa A rupe bucăți, ea va prezenta în momentul cînd iese afară, un fel de mélange, un amestec de material magmatic cu cel ce constituie baza plăcii C și care este un autentic material de subducție, adosat aici pe vremea cînd placa C trecea peste placa B, aceasta intrînd dedesubt printr-o subducție obișnuită. Dar, datorită încălzirii suferite prin frecare de placa C, materialul de subducție din baza plăcii C care este edus, suferă transformări, cum ar fi de pildă distrugerea asociației mineralogice de șisturi albastre. Încălzirea și transformarea se datorește însă mai ales trecerii plăcii C peste rift unde temperatura este maximă. Eduția de material încălzit prin trecerea peste rift este denumită de Dixon și Flower *eduție caldă*.

Placa A în curs de eduție exercită o tracțiune asupra plăcii C putînd duce la ruperea acesteia (fig. 5.94 c). Porțiunea ruptă se va deplasa în continuare cu placa A lăsînd în spate un gol, o fereastră unde este expusă placa A fierbinte. Decompresia duce la topirea și la consolidarea unor roci magmatice ce vor forma o crustă oceanică nouă într-un rift secundar, și el în deplasare.

Un caz mai general decît cel prezentat, unde riftul este paralel cu subducția, este cel cu subducție și eduție oblică, ilustrat în fig. 5.95, complicat și prin faptul că riftul este tăiat de o falie transformantă. Prin trecerea plăcii C peste riftul și falia transformantă ce separă plăcile A și B ia naștere o margine cu funcție complexă: pe porțiunea 1—2 (fig. 5.95 b) are loc subducția plăcii B_1 sub placa C; pe porțiunea 2—3 eduția plăcii A de sub placa C, pe porțiunea 3—4 o mișcare transcurentă, iar pe porțiunea 4—5 o mișcare de subducție a plăcilor A și B_2 . Implicarea în procesul de acoperire a unui sistem rift-falie transformantă de o placă superioară poate avea consecințe ciudate. Astfel, placa C poartă sub ea în punctul x un mélange de subducție a plăcii B_1 . După traversarea faliei transformante mélange-ul va fi edus de placa A, apărînd ca fund oceanic fără ca el să fi fost încălzit, ceea ce are ca rezultat conservarea asociației de minerale de șisturi albastre. Procesul este numit *eduție rece*. În sfîrșit, și în cazul subducției oblice a unui rift se poate detașa o porțiune din placa superioară lăsînd în urmă o fereastră cu formare a crustei oceanice într-un rift secundar (fig. 5.95 c).

Considerațiile de mai sus, aparent teoretice, au o aplicare directă în evoluția coastei de vest a Americii de Nord. Într-adevăr, aici este clară acoperirea riftului est-pacific de către Placa americană, în avansare spre vest. În momentul de față

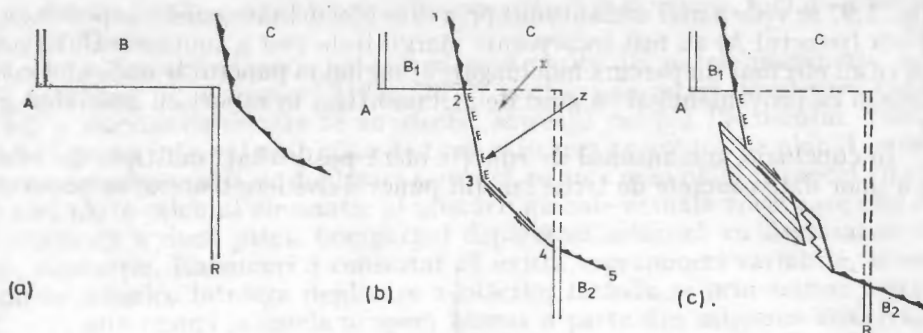


Fig. 5.95 - Efectul subducerii oblice a unui sistem rift-falie transformantă. (a) Riftul R, întretăiat de o falie transformantă, separă plăcile A și B, ce sînt acoperite oblic de placa C, sub care se subduc; (b) În urma subducerii pe linia de contact vor avea loc procese diferite în funcție de orientarea marginii plăcii C: între 1-2 are loc subducția plăcii B sub C; între 2-3 are loc eduția plăcii A de sub C; între 3-4 are loc o mișcare pe o falie transformantă; între 4-5 are loc subducția plăcii B sub C. Un mélange al plăcii B încorporat plăcii C, aflat în x , prin mișcarea plăcii A va fi edus (eduție rece deoarece nu a fost încălzit prin trecere peste rift); un mélange aflat în punctul z va fi edus și el dar va trece peste rift și transformat corespunzător (eduție caldă); (c) Un fragment al plăcii C (hașurat) poate să se rupă și să fie atașat plăcii A cu care se mișcă solidar în continuare. Contactul cu placa C va fi o falie transformantă iar în spate se poate deschide un bazin marginal (După Dixon și Farrar, 1980).

riftul se găsește sub America de Nord în zona Rio Grande, adică la 1200 km de coastă. Placa americană acoperind pe toată distanța Placa pacifică (fig. 5.96). Marginea de vest a Americii de Nord este astfel o margine de eduție iar golful Californiei și prelungirea sa structurală în falia San Andrea ar fi o ruptură de tipul riftului secundar din fig. 5.94 c. Această interpretare poate explica apariția unor blocuri exotice în mélange-ul franciscan din Munții Cordilieri ai Americii de Nord.

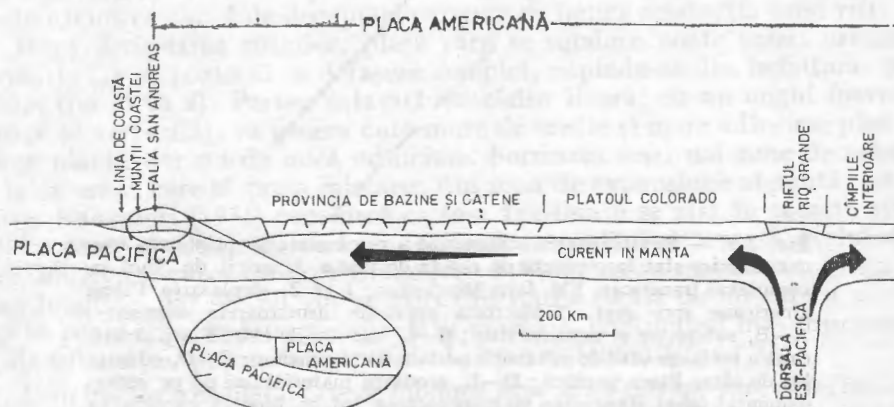


Fig. 5.96 - Secțiune schematică în partea de vest a Americii de Nord. Alunecarea Plăcii americane peste riftul Pacificului de Est a determinat structura de horsturi și grabene a Provinciei de catene și bazine. În insert se observă contactul dintre Placa pacifică și cea americană, vertical în lungul faliei San Andrea, iar în rest o discontinuitate orizontală (După Dixon și Farrar, 1980).

În fig. 5.97 se vede astfel mecanismul prin care blocuri provenind de pe Placa Juan de Fuca (punctul A) au fost încorporate marginii de vest a continentului american după ce au efectuat un parcurs îndelungat, ajungând în punctul H unde sînt complet străine și ca proveniență și ca grad de metamorfism în raport cu ambianța geologică.

În concluzie, mecanismul de eduție oferă posibilități multiple de interpretare a unor date concrete de teren iar din punct de vedere teoretic ar putea repre-

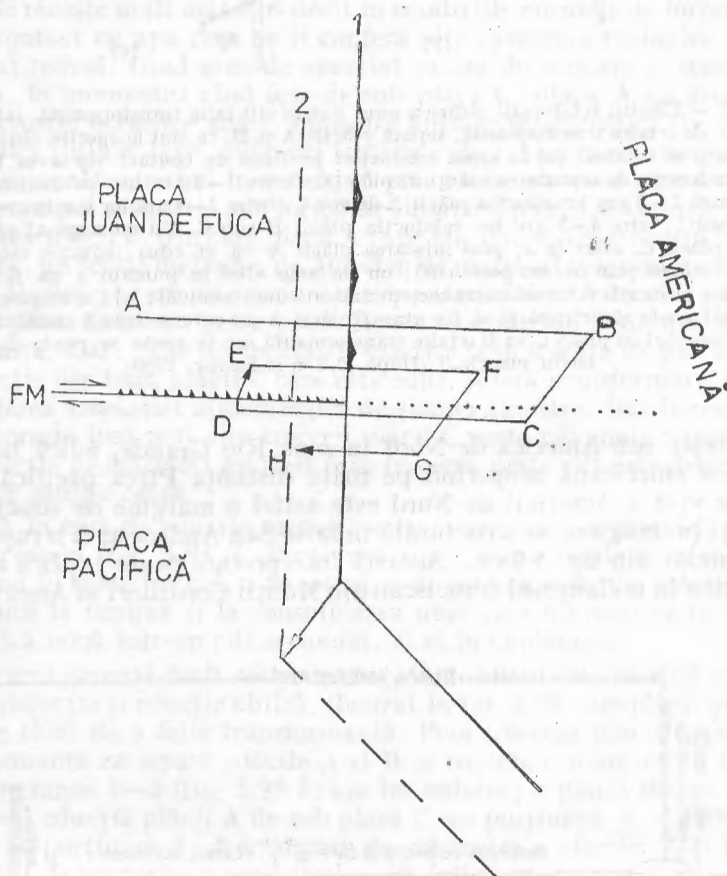


Fig. 5.97 — Reprezentarea schematică a mecanismului prin care blocuri exotice sînt încorporate pe coasta de vest a Americii de Nord în complexul franciscan. FM, falia Mendocino; 1 și 2, deplasarea Plăcii americane spre vest. Traectoria cuprinde următoarele segmente: A—B, subducție și metamorfism; B—C, transfer de către Placa americană a mélangelui de subducție peste falia Mendocino; C—D, eduția lui de către Placa pacifică; D—E, erodarea materialului de pe escarpamentul faliei Mendocino și încorporarea lui ca blocuri exotice în sedimente proaspete; E—F, formarea unui nou mélange, subducerea și metamorfismul lui și încorporarea lui la Placa americană; F—G, transferarea lui peste falia Mendocino; G—H, eduția mélangelui ca blocuri exotice de către Placa pacifică și încorporarea lui la marginea Plăcii americane în H (După Dixon și Farrar, 1980).

zenta un nou tip de margine de placă ce nu este nici de expansiune, nici de subducție și nici de culisare.

5. Un alt model dinamic, ce sintetizează multe din datele prezentate anterior, se datorează lui Kanamori (1971, 1977) și el are ca punct de plecare analiza detaliată a marilor cutremure ce au afectat întreaga ramă a Pacificului. Dacă se însumează pe un interval mai mare de timp mișcarea ce are loc pe planul seismic, se poate determina media de deplasare seismică pe an a unei plăci în raport cu alta. Pe de altă parte calculul cinematic al mișcării globale actuale arată care este rata de convergență a două plăci. Comparînd deplasarea seismică cu deplasarea efectivă de subducție, Kanamori a constatat că există suprapuneri variabile, la unele din zonele seismice întreaga deplasare a plăcilor făcîndu-se prin seisme mari, în timp ce în alte cazuri seismele acoperă numai o parte din mișcarea efectivă. În cazul din urmă înseamnă că alunecarea plăcii care se subduce se face lent, fără acumulări mari de energie și fără descărcări seismice violente, ceea ce nu este posibil decît în cazul în care frecarea dintre plăci este redusă, ele nefiind puternic cuplate. În funcție de acest fapt Kanamori propune un model de cuplare și decuplare a plăcilor schematizat în fig. 5.98. În (a) subducția are loc sub un unghi foarte mic ($10-20^\circ$), ceea ce duce la un stress compresiv puternic în litosfera care se subduce. Contactul dintre plăci are loc pe o mare suprafață, fapt care duce la o acumulare mare de energie ce este eliberată prin seisme de intensitate excepțională (de pildă Chile în 1960, Alaska în 1962). Lipsa unor focare seismice sub adîncimea de 200 km arată că dincolo de această adîncime a dispărut placa care se subduce, datorită digerării sau a fracturării și dezmembrării ei mecanice.

Cazul (b) este, am putea spune, cel normal, cu o subducție continuă, alunecare seismică importantă, și plan de ruptură seismică mai restrîns. Trebuie presupusă în acest caz o parțială decuplare a plăcilor, poate din cauza deshidratării și topirii mai puternice. Existența unui plan Benioff continuu ar fi astfel semnul unei decuplări parțiale a plăcilor. Un stadiu mai avansat de decuplare este ilustrat în (c) unde aproape nu se mai înregistrează seisme pe planul Benioff dar unde, din cauza posibilității de alunecare ușoară a plăcii prin simpla acțiune a gravității, ea se poate fractura în zona de îndoire, aici putînd lua naștere seisme de falii normale. Cutremurele de acest tip au fost înregistrate în 1896 și 1933 în fosa Sanriku. Nu este exclus ca astfel de decuplări extreme să indice subducția unui rift.

După decuplarea plăcilor, placa care se subduce poate suferi următoarele deformări: (1) ea poate să se detașeze complet, rupîndu-se din îndoitură, pe falii normale (fig. 5.98 d). Partea detașată va cădea liberă, cu un unghi foarte mare (aproape la verticală), va genera cutremure de medie și mare adîncime pînă la asimilarea plăcii, dar nu de mică adîncime. Formarea unei noi zone de subducție, mai la exterior, care să preia mișcarea din zona de expansiune aferentă, este obligatorie, Kanamori (1971) consideră că fosa Izu-Bonin se află în această situație; (2) placa poate să plonjeze liberă, cu înclinare mare, fără să se rupă, preluînd astfel în continuare mișcarea de expansiune (fig. 5.98 e); ea va genera cutremure pe întreaga lungime, dar ele nu vor acoperi cantitatea totală de mișcare a plăcii; (3) placa se poate rupe în întregime pe falii normale, continuînd însă mișcarea generală de subducție, proces imaginat de Lliboutry (1969) (fig. 1.44).

Prin fracturarea plăcii care se subduce fosa se va retrage spre exterior iar deasupra plăcii va lua naștere un contracurent. În acest fel poate lua naștere un bazin marginal (fig. 5.98 e), cu o subțiere a crustei (cazul Mării Filipinelor), sau cu expansiuni secundare (cazul bazinului Lau-Havre). În sfîrșit, un element nou aduce Kanamori cînd consideră că, prin răcirea litosferei și retragerea tot mai înceată a

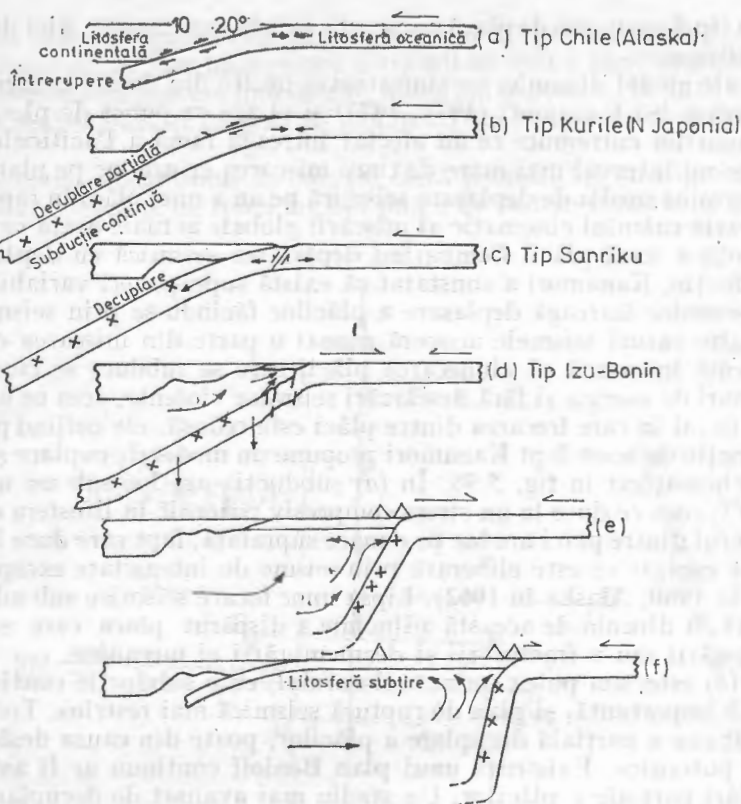
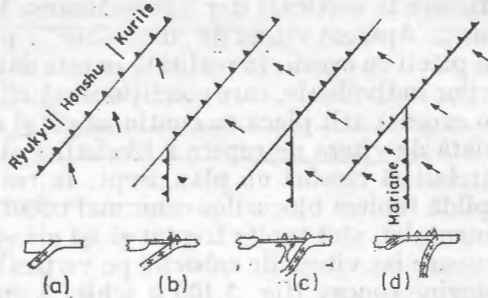


Fig. 5.98 — Rolul decuplării plăcilor în procesul de subducție. (a) La o subducție incipientă forțele de cuplare sînt atît de mari încît alunecarea plăcii inferioare se face sub un unghi mic; (b) Prin subducție continuă are loc decuplarea parțială a plăcilor; (c) Avînd posibilitatea să plonjeze ușor în astenosferă, placa subdusă se fracturează; (d) Fracturarea duce la retragerea zonei de subducție și formarea deasupra a unei litosfere subțiri, eventual în cadrul unui bazin marginal și cu un contracurent; (e) Prin retragerea prea mult a litosferei se poate forma o nouă zonă de subducție dar spre interior, sub continent (După Kanamori, 1977).

fosei, poate lua naștere o nouă fosă de subducție situată însă nu înspre ocean, ci mai spre continent, fapt neluat în considerare pînă acum de nici un autor. Fosa Nankai, care se pare că și-a început activitatea doar acum 1—4 milioane de ani, este atribuită unui atare fenomen. Kanamori argumentează ipoteza sa punînd formarea Mării Filipinelor pe seama retragerii primei fose (fig. 5.99 b), formarea unei fose secundare (fig. 5.99 c) și apariția unei noi zone de subducție (fig. 5.99 d). Mecanismul, foarte ingenios, explică bifurcarea fosei Honshu spre sud în fosele Ryukyu și Mariane.

Obiecția care se poate aduce ipotezei menționate este faptul că ea presupune trecerea unei zone de subducție printr-o serie de etape din care prima are planul de subducție de mică înclinare iar ultima planul foarte înclinat, în contradicție cu toate ipotezele prezentate anterior care consideră că în timp tendința planelor

Fig. 5.99 — Evoluția schematică a mării din vecinătatea Filipinelor conform modelului din fig. 5.93. (a) Acum 90 milioane ani exista o singură zonă de subducție cu coborîrea Plăcii pacifice sub arcul Ryukyu-Japonia-Kurile; (b) Prin schimbarea de direcție a subducției Plăcii pacifice ia naștere o nouă zonă de subducție, arcul Marianelor, care progresînd (c) generează un bazin secundar; (d) Acesta evoluează cu o a doua zonă de subducție (După Kanamori, 1977).



Benioff este de aplatizare. În rest schemele lui Kanamori sînt în acord cu elementele seismice, gravitaționale și topografice, fapt pentru care el crede că mecanismul de cuplare și decuplare a plăcilor dintr-o zonă de subducție joacă un rol hotărîtor pentru evoluția arcurilor insulare, a formei lor și a proceselor ce au loc aici.

6. Un ultim model care credem că este interesant de a fi menționat este cel propus de Freund, Kosloff și Matthews (1980), referitor la modul cum are loc subducerea unei plăci. Spre deosebire de opinia generală, că placa subdusă se curbează pentru a plonja în astenosferă, s-a emis mai de mult părerea că de fapt coborîrea se face în trepte prin ruperea plăcii, cum se vede de pildă în fig. 1.44. Autorii menționați duc ideea mai departe începînd prin a demonstra imposibilitatea din punct de vedere fizic și mecanic ca o placă să se îndoaie și să coboare în astenosferă ca un plan înclinat. În loc este propus un model în care o placă înclinată unică este înlocuită cu un teanc de plăci înguste, dispuse orizontal și așezate deplasat unele față de celelalte. Mecanismul de formare a unei atari zone de subducție este următorul.

Acceptînd ideile curente în ce privește formarea unei subducții (dezechilibru gravitațional din cauza răcirii, încărcarea cu sedimente etc.) autorii consideră că o fosă ia naștere prin ruperea unui bloc dintr-o placă ce suportă un ocean, bloc care coboară apoi gravitațional la verticală. Fața superioară a blocului ajungînd sub nivelul hidrostatic al geoidului de manta (Turcotte et al., 1977), considerat a se afla la 3,25 km sub nivelul mării, presiunea din manta tinde să închidă depresiunea, lucru ce se realizează pe două căi, fie prin apropierea celor două plăci ce delimitează fosa (cazul I), fie prin ridicarea materialului de manta ce umple depresiunea (cazul II). Cazul I se realizează cînd rezistența plăcilor adiacente fosei este mică la deplasări orizontale, iar cazul II cînd rezistența este mare, ceea ce determină o întîrziere în deplasarea lor. Hotărîtor pentru realizarea unuia sau a celuilalt caz este și faptul dacă fosa ia naștere la marginea unui continent (subducția unei plăci oceanice sub una cu continent), sau în mijlocul unei plăci oceanice (subducția unei plăci cu ocean sub altă placă cu ocean).

În cazul I (fig. 5.100 a) în care placa din dreapta poartă un continent iar cea din stînga un ocean (subducție de tip andin) blocul care se rupe și coboară în jos vertical exercită o tracțiune asupra plăcilor adiacente. Din cauza flotabilității mai mari, placa cu continent rămîne la suprafață dar cea cu ocean are tendința să se îndoaie. Din cauza rezistenței la îndoire se rupe însă și ia naștere un al doilea bloc. Prin aceasta fosa este deplasată regresiv spre ocean, iar placa cu continent alunecă progresiv cu tendința de a închide depresiunea. Din această cauză ea rămîne neconținut îngustă. Urmează apoi ruperea unui al treilea bloc, apoi al celui de al patrulea etc. Blocurile detașate, așezate în teanc, stau orizontal și coboară

fiecare la verticală dar înfășurătoarea lor sugerează o singură lespede lungă, înclinată. Aparent viteza de „deplasare” a plăcii subduse este cea a mișcării retrograde a plăcii cu ocean, în realitate ea este dată de viteza de coborîre pe verticală a blocurilor individuale, care condiționează ritmul de rupere al lor. Deplasarea orizontală o execută atât placa cu continent cît și cea cu ocean. Înclinarea plăcii subduse este dată de viteza de rupere a blocurilor și de cea de coborîre pe verticală și placa ar trebui să rămînă un plan drept. În realitate intervin și alți factori, cum ar fi de pildă topirea blocurilor celor mai coborîte care, ajungînd în zone tot mai calde ale mantalei, sînt topite treptat și își micșorează volumul. Prin aceasta ele devin mai ușoare iar viteza de coborîre pe verticală descrește. Ca atare conturul înfășurătorii devine concav (fig. 5.100 a schița 5 unde se observă că de la linia normală $l-m$ se ajunge la linia $l-n$). Transformările de fază modifică și ele densitatea și ca atare greutatea blocurilor, ceea ce duce iarăși la modificări de viteză și la modificarea conturului înfășurătorii (linia $l-o$).

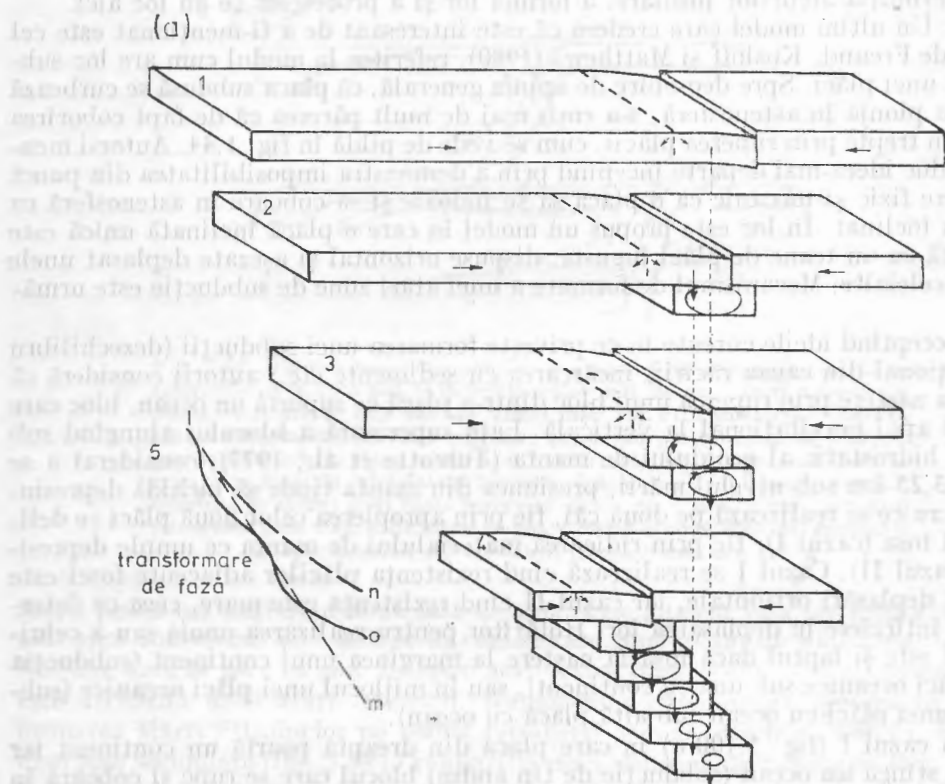
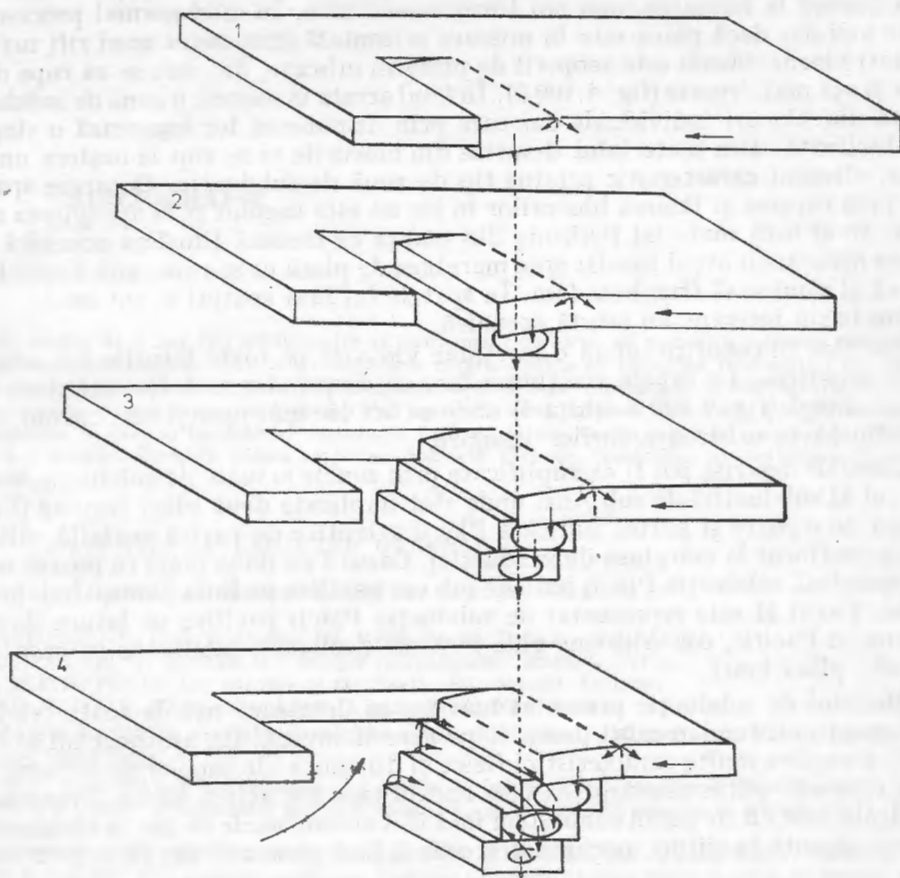


Fig. 5.100 — Formarea zonelor de subducție prin ruperea repetată a unor blocuri din placa superioară și coborîrea lor pe verticală. Aspectul de plan înclinat este dat de înfășurătoarea blocurilor. (a) Cazul unei subducții de tip andin (placa cu continent în dreapta). În 5 vedere în secțiune a modului în care înfășurătoarea ia un aspect recurbat din cauza răcirii inegale (linia $l-n$) și a schimbărilor de fază (linia $l-o$); (b) Cazul subducției de tip arc insular cu formarea unui bazin interarc, învadat de material de manta. Arcul insular nu este desenat (După Freund et al., 1980).

(b)



În ce privește seismele din zonele de subducție, forfecarea subverticală dintre două blocuri generează cutremure a căror soluție în focar apare ca o compresie, o accelerare a vitezei de coborîre a blocurilor provoacă cutremure a căror soluție în focar indică o distensie, iar o desprindere a unui bloc duce la cutremure de magnitudine mare.

Cazul I de subducție poate apare și între două plăci cu oceane, ambele de mică dimensiune, ceea ce le permite o alunecare ușoară pe orizontală. Din ambele plăci are loc desprinderea unor blocuri luînd naștere astfel două zone de subducție de sens opus. De multe ori sedimentele din fosă sînt atașate uneia din plăci împiedicînd continuarea subsidenței, placa preluînd funcția de placă continentală.

Cazul II de subducție apare la plăcile mari, cu rezistență vîscoasă mare și ca atare nu pot aluneca ușor pe orizontală pentru a închide depresiunea formată prin coborîrea primului bloc. Cazul II apare cînd o cauză locală duce la formarea unei fose în mijlocul unei plăci oceanice (de pildă acumularea de material eruptiv ce îngreunează placa). După coborîrea unui prim bloc ce duce la formarea fosei,

golul nefiind închis prin alunecarea uneia din plăci, în el se va ridica material de manta ducînd la formarea unei noi litosfere oceanice. În mod normal procesul se oprește aici dar dacă placa este în mișcare orizontală (din cauza unui rift mai îndepărtat) blocul coborît este acoperit de placa în mișcare, din care se va rupe un al treilea și așa mai departe (fig. 5.100 b). În felul acesta ia naștere o zonă de subducție formată din blocuri individuale dar care prin dispunerea lor sugerează o singură placă înclinată. Din materialul desprins din blocurile ce se rup ia naștere un arc insular, element caracteristic acestui tip de zonă de subducție. Deoarece spațiul creat prin ruperea și lăsarea blocurilor în jos nu este umplut prin apropierea marginilor, în el urcă material fierbinte din manta ce creează litosfera oceanică. Ea împinge neconținut arcul insular spre marginea de placă ce se rupe, adică spre fosă, astfel că el rămîne să flancheze fosa. În spatele lui însă spațiul se tot mărește formînd un bazin interarc, cu crustă oceanică.

Un bloc în coborîre suferă o tracțiune vîscoasă pe toate laturile lui, ceea ce întîrzie coborîrea. La capete tracțiunea face ca desprinderea să fie întîrziată față de latura lungă (fig. 9.100 b schița 4) unde ea are loc mai ușor și mai curînd, ceea ce determină recurbarea arcurilor insulare.

Cazurile descrise pot fi exemplificate prin zonele actuale de subducție. Cazul I este cel al subducției de sub Anzi unde sînt implicate două plăci înguste (Cocos și Nazca de o parte și partea sudică a Plăcii atlantice de partea cealaltă, ultima fiind cu continent la marginea de subducție). Cazul II cu două plăci ce poartă oceane îl reprezintă subducția Plăcii indiene sub cea pacifică pe linia Samoa-Indonezia-Filipine. Cazul III este reprezentat de subducția Plăcii pacifice pe latura de vest a Oceanului Pacific, din Aleutine-pînă în Noua Zeelandă, subducție în care sînt implicate plăci mari.

Modelul de subducție prezentat mai sus se detașează net de toate celelalte prin mecanismul fundamental deosebit pe care îl invocă. Cu ajutorul lui autorii săi cred a explica multe caracteristici fizice și dinamice ale zonelor de convergență dar nu este mai puțin adevărat că lasă neexplicate tot atîtea altele. Prezentarea lui ne arată însă cît de puțin cunoaștem încă din mecanisme ce duc la consumarea litosferei născută în rifturi, necunoașterea ce lasă încă prea mult loc liber ipotezelor.

BIBLIOGRAFIE

În scopul de a face din bibliografie un instrument de lucru cât mai util, titlurile sînt grupate pe subiecte ce urmăresc în linii mari capitolele cărții. Pentru ca regăsirea trimiterilor din text să fie cât mai ușoară, articolele citate în mai multe capitole apar repetate și la bibliografie, la secțiunile respective, cu unele omisiuni dacă titlul apare în două secțiuni alăturate. Cărțile cu caracter comprehensiv, la care se fac referiri numeroase în text, în mai multe capitole, nu apar în bibliografie decît o singură dată, în prima secțiune, dedicată cărților, tratatelor, manualelor și lucrărilor de sinteză.

LUCRĂRI CU CARACTER GENERAL

Cărți dedicate tectonicii globale sau cu ample referiri la ea

- ANONYMUS (1973), *Geology to-day*, Ed. CRM Books, Delmar, California.
- BOILLOT G. (1979), *Géologie des marges continentales*, Masson, Paris.
- BOTT M.P.H. (1972), *The interior of the Earth*, Ed. Arnold, London.
- CALDER N. (1972), *The restless Earth*, Viking Press, New York.
- COLEMAN R.G. (1977), *Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere?*, Minerals and Rocks, no 12, Springer, Heidelberg.
- CONDIE C. K. (1976), *Plate tectonics and crustal evolution*, Pergamon Press, New York.
- COULOMB J. (1969), *L'expansion des fonds océaniques et la dérive des continents*, Presses Univ. France, Paris.
- DERCOURT J., PAQUET J. (1976), *Géologie, objet et méthodes*, Ed. Dunod Univ., Paris, 2. éd.
- DRAKE C. (1970), *The geology revolution*, Condon Lectures, Oregon State System of higher education, Eugene.
- GILL J.B. (1981), *Orogenic andesites and plate tectonics*, Ed. Springer, Berlin.
- GLEN W. (1975), *Continental drift and plate tectonics*, Ed. Merrill, Columbus, Ohio.
- GROUÉFF S. (1974), *L'homme et la terre*, Ed. Larousse Paris-Match, Paris.
- HALLAM A. (1973), *A revolution in the earth sciences. From continental drift to plate tectonics*, Oxford Univ. Press.
- KASBEER T. (1971), *Bibliography of continental drift and plate tectonics*, v. II, Geol. Soc. of America, Spec. Paper 142.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J., BONNIN J. (1973), *Plate tectonics*, Ed. Elsevier, Amsterdam.
- MARVIN U.B. (1973), *Continental drift*, Smithsonian Institution Press, Washington.
- MELHINNY M.W. (1973), *Palaeomagnetism and plate tectonics*, Cambridge Univ. Press.
- SEYFERT C.K., SIRKIN L.A. (1973), *Earth history and plate tectonics. An introduction to historical geology*, Ed. Harper & Row, New York.
- SPENCER F.W. (1977), *Introduction to the structure of the earth*, Ed. McGraw-Hill, New York.
- SUGIMURA A., UYEDA S. (1973), *Island arcs. Japan and its environs*, Ed. Elsevier, Amsterdam.
- SULLIVAN W. (1974), *Continents in motion*, Ed. McGraw-Hill, New York.
- TARLING D.H., TARLING M.P. (1971), *Continental drift*, Ed. Bell & Sons, London. (trad. rom. „Deriva continentelor” de C. Calotă și V. Lăzărescu, Ed. Științ. Enciclop., 1978, București)
- TAKEUCHI H., UYEDA S., KANAMORI H. (1970), *Debate about the earth*, Ed. Freeman, San Francisco.
- TAZIEFF H. (1973), *Les volcans et la dérive des continents*, Ed. Flammarion, Paris.

- UYEDA S., OHUKI M.T.R. (1978), *The new view of the earth. Moving continents and moving oceans*, Ed. Freeman, San Francisco.
- WERTENBAKER W. (1980), *The floor of the sea — Maurice Ewing and the search to understand the earth*, Ed. Little, Brown & Co., New York.
- WYLLIE P.J. (1971), *The dynamic earth: Textbook in geosciences*, Ed. Wiley, New York.
- WYLLIE P.J. (1976), *The way the earth works: An introduction to the New Global Geology and its revolutionary development*, Ed., Wiley, New York.

Cărți cuprinzând culegeri de articole privind tectonica globală sau cu ample referiri la ea

- BIRD J.H., ISACKS B. (edit.), (1972), *Plate tectonics, Selected papers from the Journal of geophysical research*, Amer. Geophys. Union, Washington.
- BURK C.A., DRAKE C.L. (edit.), (1974), *The geology of continental margins*, Ed. Springer, New York, Berlin, Heidelberg.
- COLEMAN P.J. (edit.), (1972), *The Western Pacific. Island arcs, marginal seas, geochemistry*, Ed. Crane Russak & Comp., New York.
- CÓX A. (edit.), (1973), *Plate tectonics and geomagnetic reversals*, Ed. Freeman, San Francisco.
- DAVIES P.A., RUNCORN S.K. (edit.), (1981), *Mechanism of continental drift and plate tectonics*, Ed. Academic Press, New York.
- DICKINSON W.R. (edit.), (1974), *Tectonics and sedimentation*, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., no. 22.
- DRAKE C.L. (edit.), (1976), *Geodynamics; progress and prospects*, Amer. Geophys. Union, Washington.
- ERNST W.G. (edit.), (1975), *Subduction and metamorphism*, Ed. Wiley, New York.
- ERNST W.G. (edit.), (1975), *Metamorphism and plate tectonics regimes*, Ed. Wiley, New York.
- FISCHER A.G., JUDSON S. (edit.), (1975), *Petroleum and global tectonics*, Princeton Univ. Press.
- GASKELL T.F. (edit.), (1967), *The earth's mantle*, Academic Press, New York.
- GARLAND G.D. (edit.), (1966), *Continental drift*, Royal Soc. Canad., Spec. Public., no. 9, Toronto.
- GASS I.G., SMITH P.J., WILSON R.C.L. (edit.), (1974), *Understanding the earth. A reader in the earth sciences*, M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts.
- HART P.J. (edit.), (1969), *The Earth's crust and upper mantle*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monograph., v. 13, Washington.
- HILL M.N. (edit.), (1963), *The sea*, v. 3, *The Earth beneath the sea*, Ed. Wiley, New York.
- JOHNSON H., SMITH B.L. (edit.), (1970), *The megatectonics of continents and oceans*, Rutgers Univ. Press, New Brunswick, New Jersey.
- KAHLE C.F. (edit.), (1974), *Plate tectonics, assessments and reassessments*, Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem. 23.
- LEGETT J.K. (edit.), (1981), *Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics in modern and ancient active plate margins*, Ed. Blackwell, Oxford.
- MAXWELL A. E., BULLARD E.C., GOLDBERG E., WORZEL J.L. (edit.), (1970), *The Sea*, vol. 4, part. II, Ed. Wiley, New York.
- MUNYAN A.C. (edit.), (1963), *Polar wandering and continental drift*, SEPM Spec. Publ., no. 10, Tulsa.
- NAIRN A.E.M., KANES W.H., STEHL F.G. (edit.), *The ocean basins and margins*. v.1, *The South Atlantic* (1974); v. 2, *The North Atlantic*; v. 3, *The gulf of Mexico and the Caribbean* (1976); v. 4 a, *The Eastern Mediterranean* (1977), v. 4 b, *The Western Mediterranean* (1978); v. 5, *The Arctic Ocean* (1981), Ed. Plenum, New York.
- PHINNEY R.A. (edit.), (1968), *The history of the Earth crust*, Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey.
- PRESS F., SIEVER R. (edit.), (1974), *Planet earth: Readings from Scientific American*, Ed. Freeman, San Francisco.
- ROBERTSON E.C. (edit.), (1972), *The nature of the solid Earth*, Ed. McGraw-Hill, New York.
- RUNCORN S.K. (edit.), (1962), *Continental drift*, Academic Press, New York.
- SHAGAM R. et al. (edit.), (1974), *Studies in Earth and space sciences. A. Memoir in honour of Harry H. Hess*, Geol. Soc. Amer. Mem. 132.
- STRONG D.E. (edit.), (1976), *Metallogeny and plate tectonics*, Geol. Ass. Canada, Spec. Paper, no. 14.
- TALWANI M., PITMAN W.C. (edit.), (1977), *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Series 1.
- TARLING D.H., RUNCORN S.K. (edit.), (1973), *Implications of continental drift to the earth sciences*, Academic Press, New York, 2 vol.

- TARLING D.H. (edit.), (1981), *Economic geology and geotectonics*, Ed. Blackwell, Oxford.
- WILSON J.T. (edit.), (1970), *Continents adrift: Readings from Scientific american*, Ed. Freeman, San Francisco.
- WILSON J.T. (edit.), (1976), *Continents adrift and continents aground: Readings from Scientific American*, Ed. Freeman, San Francisco.

Cîteva articole de sinteză sau de popularizare a tectonicii globale

- BLACK D.I. (1972), *Polarity reversals and faunal extinction*, in Gass, Smith, Wilson (edit.): „Understanding the Earth”, MIT Press, ed. 2, pp. 257–262.
- BLEAHU M. (1971), *Un nou concept în geologie: tectonica globală*, Buletin Geologic, no. 3, pp. 1–11.
- BLEAHU D.M. (1978), *Formarea continentelor și a oceanelor*, Ed. Științ. Enciclop., București.
- BULLARD E. (1975), *The emergence of plate tectonics: A personal view*, Earth Review, v. 3, pp. 1–30.
- CONTESCU L. (1979), *Date noi și ipoteze asupra originii, morfologiei și geologiei fundului oceanului planetar*, Natura, no. 1,2,4.
- DIETZ R.S., HOLDEN J.C. (1973), *Continents adrift: New orthodoxy or persuasive joker.*, in D.H. Tarling, S.K. Runcorn: „Implications of continental drift to the earth sciences”, v. 2, pp. 1005–1121.
- DIETZ R.S. (1977), *Plate tectonics: A revolution in geology and geophysics*, Tectonophys., v. 38, no. 1–2, pp. 1–6.
- HAMILTON W. (1976), *Plate tectonics and man*, USGS Annual Rep., reprint.
- LE PICHON X. (1976), *Introduction sommaire à la tectonique des plaques*, in J. Coulomb, G. Jobert (edit.): „Traité de géophysique interne”, Ed. Masson, Paris, v. II, pp. 403–448.
- LLIBOUTRY L. (1972), *Introduction à la tectonique des plaques*, in C.J. Allègre, M. Mattauer (edit.): „Structure et dynamique de la lithosphère”, Ed. Hermann, Paris, pp. 76–99.
- McKENZIE D.P. (1972), *Plate tectonics*, in Robertson E.C. (edit.): „The nature of the solid Earth” (Birch Symposium), Ed. McGraw-Hill, New York, pp. 323–360.
- OXBURGH E.R. (1972), *Plate tectonics*, in Gass, Smith, Wilson (edit.): „Understanding the Earth” MIT Press, ed. 2, pp. 263–285.
- OXBURGH E.R. (1974), *The plain man's guide to plate tectonics*, Proc. Geol. Ass., v. 85, part. III, pp. 299–357.
- PAUTOT G. (1970), *La dorsale médio-Atlantique et le renouvellement des fonds océaniques*, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., v. 12, fasc. 5, pp. 379–401.
- SCHROEDER E. (1971), *Das Bewegungsbild der ozeanischen Kruste und Aspekte globaler Tektonik*, Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A. Geol. Paläont., Bd. 16, H. 3–5, pp. 413–434.
- UYEDA S. (1972), *Dérive des continents et tectonique des plaques*, La Recherche, v. 3, no. 25, pp. 649–664.
- VINE F.J. HESS H.H. (1970), *Sea-floor spreading*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. II, pp. 587–622.
- VINE F.J. (1972), *Sea-floor spreading*, in Gass, Smith, Wilson (edit.): „Understanding the Earth” MIT Press, ed. 2, pp. 233–249.

Cap. 1. ISTORIA UNEI REVOLUȚII ȘTIINȚIFICE

Teoria derivei continentelor pînă în 1950

- AMPFERER O. (1906), *Über das Bewegungsbild von Faltengebirge*, Jahrb. Geol. R. A., Wien Bd. 56, pp. 539–622.
- ARGAND E. (1922), *La tectonique de l'Asie*, C.R. XIII-e Congr. Géol. Intern., Belgique, pp. 171–372.
- BAKER H.B. (1912), *The origin of the moon*, Detroit Free Press, April 1923.
- BAKER H.B. (1912), *The origin of continental forms*, Michigan Acad. Sciences Publ.
- CAREY S.W. (1958), *The tectonic approach to continental drift*, in S.W. Carey (edit.): „Continental drift, a Symposium”, Univ. of Tasmania, Hobart, pp. 177–355.
- CHAMBERLIN R.T. (1928), *Some of the objections to Wegener's theory*, in W.A.J.M. Waterschoot van der Gracht et al. (edit.): „Theory of continental drift”, AAPG, Tulsa, pp. 83–87.
- COLBERG L. von (1895), *Die Drehung der Erdkruste in geologischen Zeiträumen*, München.
- DALY R.A. (1926), *Our mobile Earth*, Ed. Ch. Scribner, New York.
- DALY R.A. (1928), *Architecture of the Earth*, Ed. D. Appleton, New York.

- DOUGLAS G.V., DOUGLAS A.V. (1923), *Note on the interpretation of the Wegener frequency cycle*, Geol. Mag., v. 60, pp. 108—111.
- DU TOIT A.L. (1927), *A geological comparison of South America with South Africa*, Carnegie Institution of Washington, Publication no. 381.
- DU TOIT A.L. (1937), *Our wandering continent. An hypothesis of continental drifting*, Ed. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- EPSTEIN P.S. (1921), *Über die Polflucht der Kontinente*, Die Naturwissenschaften, Bd. 9, no. 25, pp. 499—502.
- FISHER O. (1882), *Physics of the Earth's crust*, Ed. Macmillan, London.
- GRIGGS D.T. (1939), *A theory of mountain-building*, Amer. Journ. Sci., v. 237, no. 7, pp. 611—650.
- HALLAM A. (1977), *Alfred Wegener and the hypothesis of continental drift*, Scient. Amer., v. 236, no. 5, pp. 88—97.
- HOLMES A. (1928), *Continental drift* (A review of the symposium volume of 1928 by Waterschoot van der Gracht and others), Nature, v. 122, pp. 431—433.
- HOLMES A. (1928), *Radioactivity and continental drift*, Geol. Magaz., v. 65, pp. 236—238.
- HOLMES A. (1930), *Radioaktivität und Geologie*, Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. 41, pp. 1—185.
- HOLMES A. (1945, 1955), *Principles of physical geology*, Ed. T. Nelson, London.
- HUMBOLDT A. von (1801), *Esquisse d'un tableau géologique de l'Amérique méridionale*, Journ. Physique, Chimie, Histoire Naturelle, v. 53, pp. 30—60.
- JEFFREYS H. (1924), *The Earth: Its origin, history and physical constitution*, Cambridge Univ. Press (Ed. 2, 129; Ed. 3, 1952, Ed. 4, 1959, Ed. 5, 1970).
- JOLY J. (1925), *Radioactivity and the surface history of the Earth*, Clarendon Press, Oxford.
- JOLY J. (1928), *Continental movement*, in W.A.M.J. Waterschoot van der Gracht et al. (edit.): „Theory of continental drift”, AAPG, Tulsa, pp. 88—89.
- KREICHGAUER D. (1902), *Die Aequatorfrage in der Geologie*, Verl. Steyl, München.
- MARVIN U.B. (1973), *Continental drift: The revolution of a concept*, Smithsonian Institution Press, Washington.
- PICKERING W.H. (1907), *The place of origin of the moon — The volcanic problem*, Journ. Geol., v. 15, no. 1, pp. 23—38.
- SNIDER-PELLEGRINI A. (1858), *La création et ses mystères dévoilés*, Ed. Franck et Dentu, Paris.
- STAUB R. (1928), *Der Bewegungsmechanismus der Erde*, Verl. Borntraeger, Berlin.
- TAYLOR F.B. (1910), *Bearing of the tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 21, pp. 179—226.
- TAYLOR F.B. (1928), *Sliding continents and tidal and rotational forces*, in W.A.J.M. Waterschoot van der Gracht et al. (edit.): „Theory of continental drift”, AAPG, Tulsa, pp. 158—177.
- WATERSCHOOT VAN DER GRACHT V.A.J.M. (1928), *Remarks regarding the papers offered by the other contributors to the symposium*, in W.A.J.M. Waterschoot van der Gracht et al. (edit.): „Theory of continental drift”, AAPG, Tulsa, pp. 197—226.
- WATERSCHOOT VAN DER GRACHT V.A.J.M. et al. (1928), *Theory of continental drift. A symposium on the origin and movement of land masses both inter-continental and intra-continental, as proposed by Alfred Wegener*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa.
- WEGENER A. (1912 a), *Die Entstehung der Kontinente*, Petermanns Geogr. Mitt., Bd. 58, pp. 185—195; 235—256; 305—309.
- WEGENER A. (1912 b), *Die Entstehung der Kontinente*, Geol. Rund., Bd. 3, pp. 276—292.
- WEGENER A. (1915), *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, Verl. Vieweg, Braunschweig (Ed. 2, 1920; Ed. 3, 1924; Ed. 4, revăzută de autor, 1929; Ed. 5, revăzută de Kurt Wegener, 1936).
- WEGENER A. (1928), *Two notes concerning my theory of continental drift*, in W.A.J.M. Waterschoot van der Gracht et al. (edit.): „Theory of continental drift”, AAPG, Tulsa, pp. 97—103.
- WETTSTEIN H. (1880), *Die Strömungen der festen, flüssigen und gasförmigen und ihre Bedeutung für Geologie, Astronomie, Klimatologie und Meteorologie*, Zürich.
- WILLIS B. (1944), *Continental drift, ein Märchen*, Amer. Journ. Sci., v. 242, pp. 509—513.
- WRIGHT W.B. (1923), *The Wegener hypothesis*, Nature, v. 111, pp. 30—31.
- * * (1933) *Atlantis Heft I, II*, Geol. Rund., Bd. 30, H. 1—3, pp. 1—400.

Palaeomagnetismul

- COLLINSON D.W., CREER K.M., IRVING E., RUNCORN S.K. (1957), *Methods in palaeomagnetism*. Ed. Elsevier, Amsterdam.

- COLLINSON D.W., RUNCORN S.K. (1960), *Polar wandering and continental drift: Evidence of palaeomagnetic observations in the United States*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, no. 7, pp. 915—938.
- CREER K.M. (1965), *Palaeomagnetic data from the Gondwanic continents*, Phil. Trans. Royal Soc. London, Ser. A, v. 258, no. 1068, pp. 27—40.
- CREER K.M. (1970), *A review of palaeomagnetism*, Earth Sci. Rev., v. 6, pp. 369—466.
- CREER K.M., IRVING E., RUNCORN S.K. (1957), *Geophysical interpretation of palaeomagnetic directions from Great Britain*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 250, pp. 144—156.
- CREER K.M., IRVING E., NAIRN A.E.M., RUNCORN S.K. (1958), *Palaeomagnetic results from different continents and their relation to the problem of continental drift*, Ann. Geophys., v. 14, no. 8, pp. 492—501.
- DEUTSCH E.R., RADHAKRISHNAMURTI C., SAHASRABUDE P.W. (1959), *Palaeomagnetism of the Deccan traps*, Ann. Geophys., v. 15, no. 1, pp. 39—59.
- FOURMARIER F. (1967), *Le problème de la dérive des continents*, Acad. Royale Belg. Mém., T. XVII fasc. 2.
- IRVING E. (1957), *Rock magnetism: A new approach to some palaeogeographic problems*, Phil. Mag. Suppl. Adv. Phys., v. 6, pp. 194—218.
- IRVING E. (1959), *Palaeomagnetic pole positions: A survey and analysis*, Geophys. Journ. Royal, Astr. Soc., v. 2 no. 1, pp. 51—79.
- IRVING E. (1964), *Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems*, Ed Wiley, New York.
- KOBAYASHI K. (1959), *Chemical remanent magnetisation of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism*, Journ. Geomagn. Geoelectr., v. 10, no. 1, pp. 99—117.
- KOENIGSBERGER J.G. (1938), *Natural residual magnetism of eruptive rocks*, Terr. Magn. Atmos. Electr., v. 43, pp. 119—127; 299—330.
- RUNCORN S.K. (1956), *Palaeomagnetic comparisons between Europe and North America*, Proc. Geol. Assoc., Canada, v. 8, pp. 77—85.
- RUNCORN S.K. (1962), *Palaeomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause*, in S.K. Runcorn (edit.): „Continental drift”, Academic Press New York, pp. 1—40.
- RUNCORN S.K. (1965), *Palaeomagnetic comparisons between Europe and North America*, Phil. Trans Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 1—11.

Topografia fundurilor oceanice

- DIETRICH G. (1959), *Zur Morphologie und Topographie des Meeresbodens im nördlichen Nord Atlantischen Ozean*, Deut. Hydr. Zeit., Ergänzungsh., Reihe B, Bd. 3, pp. 26—34.
- EWING M., HEEZEN B.C. (1956), *Some problems of Antarctica submarine geology*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. no. 1 (Antarctica in the International Geophysical Year), pp. 75—81.
- EWING J.I., EWING M. (1959), *Seismic-refraction measurements on the Atlantic Ocean basins, Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea*, Bull. Geol. Soc. Amer. v. 70, no. 3, pp. 291—318.
- EWING M., HEEZEN B.C. (1960), *Continuity of the mid-oceanic ridge and rift valley in the southwestern Indian Ocean confirmed*, Science, v. 131, pp. 1677—1679.
- FISHER R.L. (1958), *Preliminary report on the expedition Downwind, University of California, IGY cruise to the Southeast Pacific*, IGY World Data Center A, Nat. Acad. Sci.
- FISHER R.L., REVELLE R. (1955), *The trenches of the Pacific*, Scient. Amer., v. 193 no. 5 și „Continents Adrift”, pp. 10—15.
- FISHER R.L., HESS H.H. (1963), *Trenches*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 411—436.
- HEEZEN B.C. (1960), *The rift in the ocean floor*, Scient. Amer., v. 203 no. 5, pp. 98—110.
- HEEZEN B.C., THARP MARIE, EWING M. (1959), *The floors of the oceans, I. The North Atlantic*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 65.
- HEEZEN B.C., EWING M. (1951), *The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic Basin*, in Raasch G.O. (edit.): „Geology of the Arctic”, Proc. first intern. Symp. Arctic Geol.
- HEEZEN B.C., EWING M. (1963), *The mid-oceanic ridges*, The Sea, v. 3, Ed. Wiley, New York, pp. 388—410.
- HEEZEN B.C., THARP M. (1955), *Tectonic fabric of the Atlantic and Indian Oceans and continental drift*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258 no. 1088, pp. 90—106.
- HESS H.H. (1946), *Drowned ancient islands of the Pacific basin*, Amer. Journ. Sci., v. 244, pp. 772—791.
- IRVINE T.N. (edit.), (1965), *The world rift system*, Canada Geol. Survey Publ. 66—14.
- MENARD H.W. (1960), *The East Pacific Rise*, Science, v. 132, pp. 1737—1746.

- MENARD H.W. (1965), *The world-wide oceanic rise-ridge system*, Phil. Trans. Royal Soc. London, Ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 109–122.
- MENARD H.W. (1969), *The deep-ocean floor*, Scient. Amer., v. 221, no. 3, pp. 126–142 și in „Continents Adrift”, pp. 79–87.
- MENARD H.W., LADD H.S. (1963), *Oceanic islands, seamounts, guyots and atolls*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 365–387.
- RAIT R.W. (1956), *Seismic-refraction studies of the Pacific Basin*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67, no. 10, pp. 1323–1640.
- ROTHÉ J.P. (1954), *La zone sismique médiane Indo-Atlantique*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 222, pp. 387–389.
- SHOR G.G. jr. (1959), *Reflection studies in the eastern equatorial Pacific*, Deep-Sea Res., v. 5, pp. 283–289.
- ULRICH J. (1960), *Zur Topographie des Reykjanes Rücken*, Kieler Meeresforschungen, pp. 155–163.
- WIESEMAN J.D., SEYMOUR SEWELL R.B. (1937), *The floor of the Arabian Sea*, Geol. Magaz., v. 74, pp. 219–230.

Caracteristicile geofizice ale oceanelor

- BARAZANGI M., DORMAN J. (1969), *World seismicity map of E.S.S.A. Coast and geodetic survey epicenter data for 1961–1967*, Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 59, no. 1, pp. 369–380.
- BENIOFF H. (1954), *Orogenesis and deep crustal structure. Additional evidence from seismology*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, no. 5, pp. 385–400.
- BULLARD E.C. (1954), *The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean*, Phil. Trans., Royal Soc. London, ser. A, v. 222, pp. 408–429.
- BULLARD E.C. (1963), *The flow of heat through the floor of the ocean*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 218–232.
- BULLARD E.D., MAXWELL A.E., REVELLE R. (1956), *Heat flow through the deep sea floor*, Adv. Geophys., v. 3, pp. 133–181.
- EWING M., WORZEL J.L., SHURBET G.L. (1957), *Gravity observations at sea in U.S. submarines Barracuda, Tusk, Conger, Argonaut and Medregal*, Verh. Koninkl. Ned. Geol., Mijn, Gen., Geol. Ser., v. 18, no. 49–115.
- GALPERIN E.I., GORJACHEV A.V., ZVEREV S.M. (1958), *The Pacific geologo-geophysical expedition*, U.S.S.R. Akad. Nauk, XII Seismology, no. 1.
- GIRDLER R.W. (1958), *The relationship of the Red Sea to the East African rift system*, Quart. Journ. Geol. Soc. London, v. 114, no. 453, pp. 73–105.
- GUTENBERG B., RICHTER C.F. (1954), *Seismicity of the Earth and associated phenomena*, Princeton Univ. Press.
- HODGSON J.H. (1957), *Nature of faulting in large earthquakes*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, no. 6, pp. 611–644.
- KELLER F. MEUSCHKE J.L., ALLDREDGE L.R. (1954), *Aeromagnetic surveys in the Aleutian, Marshall and Bermuda Islands*, Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), v. 35, pp. 558–572.
- MILLER E.T., EWING M. (1956), *Geomagnetic measurements in the Gulf of Mexico and in the vicinity of Caryn Peak*, Geophysics, v. 21, pp. 406–432.
- REVELLE R., MAXWELL A.E. (1952), *Heat flow through the floor of the Eastern North Pacific Ocean*, Nature, v. 170, pp. 199–200.
- TALWANI M., SUTTON G.H., WORZEL J.L. (1959), *Crustal section across the Puerto Rico trench*, Journ. Geophys. Res., v. 64, no. 10, pp. 1545–1555.
- TALWANI M., LE PICHON X., EWING M. (1965), *Crustal structure of the mid-ocean ridges, 2. Computed model from gravity and seismic*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 2, pp. 341–353.
- VENING MEINESZ F.A. (1929, 1941), *Theory and practice of pendulum observation at sea*, part. I (1929), part. II (1942), Ed. Waltman, Delft.
- VON HERZEN R. (1959), *Heat flow values from the Southeastern Pacific*, Nature, v. 183, pp. 882–883.

Teoria expansiunii fundurilor oceanice

- DIETZ R.S. (1961a), *The spreading ocean floor*, Saturday Evening Post, v. 234, no. 42, pp. 34–35; 94–96.
- DIETZ R.S. (1961b), *Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor*, Nature, v. 190, no. 4779, pp. 854–857.
- FISHER O. (1882), *On the physical causes of the ocean basins*, Nature, v. 25, pp. 243–244.

- FISHER O. (1889), *Physics of the Earth's crust*, Ed. Macmillan, London.
- GIRDLER R.E. (1965), *The formation of new oceanic crust*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 123–136.
- HEIRTZLER J.R. (1968), *Sea-floor spreading*, Scient. Amer., v. 219, no. 6 și „Continents Adrift”, pp. 68–78.
- HESS H.H. (1962), *History of ocean basins*, in A.E.J. Engel, H.L. James, B.L. Leonard (edit.): „Petrological studies — A volume to honour A.F. Buddington”, Geol. Soc. Amer., pp. 599–620.
- MENARD H.W. (1969), *The deep-ocean floor*, Scient. Amer., v. 221, no. 3 și „Continents Adrift”, pp. 79–87.
- MEYERHOFF A.A. (1968), *Arthur Holmes: Originator of spreading ocean floor hypothesis*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 20, pp. 6563–6565.
- PHINNEY R. (edit.), (1968), *The history of the Earth's crust. A symposium* (Goddard Conference, New York, 1966), Princeton Univ. Press.
- WILSON J.T. (1965), *Evidence from ocean islands suggesting movement in the earth*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 145–167.

Inversiunile magnetice și semnificația lor

- BRUNHES B. (1906), *Recherches sur la direction d'alimentation des roches volcaniques*, Journ. de Phys. v. 5, pp. 705–724.
- BULLARD E. (1971), *The earth's magnetic field and its origin*, in I.G. Gass et al. (edit.): „Understanding the Earth”, MIT Press, pp. 71–79.
- COLLINSON D.W. (1965), *Depositional remanent magnetization in sediments*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 18, pp. 4663–4668.
- COX A. (1969), *Geomagnetic reversals*, Science, v. 163, no. 3864, pp. 237–245.
- COX A., DOELL R.R., DALRYMPLE G.B. (1964), *Reversals of the Earth magnetic field*, Science, v. 144, pp. 1537–1543.
- COX A., DOELL R.R., DALRYMPLE G.B. (1968), *Time scale for geomagnetic reversals*, in R. Phinney (edit.): „The history of the Earth's crust”, Princeton Univ. Press, pp. 101–108.
- CREER K.M. (1971), *Mesozoic palaeomagnetic reversal column*, Nature, v. 233, no. 5321, pp. 545–546.
- GLASS B.P., HEEZEN B.C. (1967), *Tektites and geomagnetic reversals*, Scient. Amer., v. 216, no. 1, pp. 32–38.
- GRAHAM J.W. (1949), *The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks*, Journ. Geophys. Res., v. 54, no. 1, pp. 131–167.
- HAYS J.D., OPDYKE N.D. (1967), *Antarctic radiolaria, magnetic reversals and climatic change*, Science, v. 158, pp. 1001–1011.
- JOHNSON A.H., NAIRN A.E.M. (1972), *Jurassic palaeomagnetism*, Nature, v. 240, no. 5383, pp. 551–552.
- LARSON R.L., PITMAN W.C. (1972), *World-wide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implications*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 12, pp. 3645–3662.
- MATUYAMA M. (1929), *On the direction of magnetisation of basalts in Japan, Tyosen and Manchuria* Proc. Imperial Acad. Japan, v. 5, pp. 203–205.
- McELHINNY M.W., BUREK P.J. (1971), *Mesozoic palaeomagnetism stratigraphy*, Nature, v. 232, no. 5306, pp. 98–102.
- MOMOSE K. (1963), *Studies on the variations of the earth's magnetic field during Pliocene time*, Earthquakes Res. Inst. Tokyo, v. 41, pp. 487–534.
- NAGATA T., UYEDA S., AKIMOTO S. (1952), *Self-reversal of thermoremanent magnetisation of igneous rocks*, Journ. Geomag. Geoelect., v. 4, pp. 22–38.
- NEEL L. (1955), *Some theoretical aspects of rock magnetism*, Phil. Mag. Suppl. Adv. Phys., v. 4, pp. 191–243.
- OPDYKE N.D., GLASS B., HAYS J.D., FOSTER J. (1966), *Palaeomagnetic studies of Antarctic deep-sea cores*, Science, v. 154, pp. 349–357.
- SMITH P.J. (1971), *Field reversals or self-reversals?*, Nature, v. 229, no. 5248, pp. 378–380.
- UFFEN R.J. (1963), *Influence of the earth's core on the origin and evolution of life*, Nature, v. 198, pp. 143–144.

Inversiunile magnetice și expansiunea fundurilor oceanice

- DICKSON G.O., PITMAN W.C., HEIRTZLER J.R. (1968), *Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 2087–2100.

- HEIRTZLER J.R., LE PICHON X., BARON J.G. (1966), *Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge*, Deep-Sea Res., v. 13, pp. 427–443.
- HEIRTZLER J.R., DICKSON G.O., HERRON E.M., PITMAN W.C., LE PICHON X. (1968), *Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 2119–2136.
- LE PICHON X., HOUTZ R.E., DRAKE C.L., NAFE J.E., (1965), *Crustal structure of the mid-ocean ridges. 1. Seismic refraction measurements*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 2, pp. 319–340.
- LE PICHON X., HEIRTZLER J.R. (1968), *Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 2101–2118.
- MASON R.G. (1958), *A magnetic survey of the west coast of the United States (lat. 32°–36°N; long. 121°–128°W)*, Geophys. Journ., v. 1, pp. 320–329.
- MASON R.G., RAFF A.D. (1961), *Magnetic survey of the west coast of the United States, latitude 32°N to 42°N*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, no. 8, pp. 1259–1266.
- MORLEY L.W., LAROCHELLE A. (1964), *Palaeomagnetism as a mean of dating geological events*, Royal Soc. Canada, Spec. Publ. 8, Univ. of Toronto Press.
- OPDYKE N.D. (1968), *Palaeomagnetism of oceanic cores*, in R.A. Phinney (edit.): „The History of the Earth's crust”, Princeton Univ. Press., pp. 61–72.
- PITMAN W.C., HEIRTZLER J.R. (1966), *Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic Ridge*, Science, v. 154, pp. 1164–1171.
- PITMAN W.C., HERRON E.M., HEIRTZLER J.R. (1968), *Magnetic anomalies in the Pacific and sea floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 2069–2086.
- RAFF A.D., MASON R.G. (1961), *Magnetic survey off the west coast of N. America, 40°N, 52°N latitude*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, no. 8, pp. 1267–1270.
- VAQUIER V. (1965), *Transcurrent faulting in the ocean floor*, Phil. Trans., Royal Soc. London, ser. A, no. 258, pp. 77–81.
- VINE F.J., WILSON J.T. (1965), *Magnetic anomalies over a young oceanic ridge, off Vancouver Island*, Science, v. 150, pp. 485–489.
- VINE F.J. (1966), *Spreading of the ocean floor: New evidence*, Science, v. 154, pp. 1405–1415.
- VINE F.J., MATTHEWS D.H. (1963), *Magnetic anomalies over oceanic ridges*, Nature, v. 199, pp. 947–949.

Deriva continentelor într-o nouă formulare

- BLACKETT P.M.S., BULLARD Ed., RUNCORN S.K. (edit.), (1965), *A symposium on continental drift (organized for the Royal Society, London, 1964)*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088.
- BULLARD E., EVERETT J.E., SMITH A.G. (1965), *The fit of the continents around the Atlantic*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 41–51.
- CAREY S.W. (edit.), (1958), *Continental drift: A symposium*, Univ. of Tasmania, Hobart.
- DIETZ R.S., HOLDEN J.C. (1970), *Reconstruction of Pangaea: Break-up and dispersion of continents, Permian to present*, Journ. Geophys. Journ., v. 75, no. 26, pp. 4939–4955.
- PIEL G. (edit.) (1968), *Gondwanaland revised: New evidence for continental drift*, Proc. Amer. Phil. Soc., v. 112, pp. 307–353.
- RUNCORN S.K. (1967), *Wandering continents*, in T.F. Gaskell (edit.), „The Earth's mantle”, Academic Press, New York, pp. 475–492.
- SMITH A.G., HALLAM A. (1970), *The fit of the southern continents*, Nature, v. 225, pp. 139–144.
- SPROLL P., DIETZ R.S. (1969), *Morphological continental fit of Australia and Antarctica*, Nature, v. 222, pp. 345–348.
- WESTOLL T.S. (1965), *Geological evidence bearing upon continental drift*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 12–26.
- WILSON J.T. (1962 a), *Cabot fault, an Appalachian equivalent of the San Andreas and Great Glen Faults and some implications for continental displacement*, Nature, v. 195, pp. 135–138.
- WILSON J.T. (1962 b), *Some further evidence in support of the Cabot fault, a great palaeozoic transcurrent fault zone in the Atlantic provinces and New England*, Trans. Royal Soc. Canada, v. 56, pp. 31–36.
- WILSON J.T. (1963), *Continental drift*, Scient. Amer., v. 208, no. 4 și „Continents Adrift”, pp. 41–55.
- WILSON J.T. (1966), *Did the Atlantic close and reopen?*, Nature, v. 211, pp. 676–681.
- WILSON J.T. (1970), *Continental drift, transcurrent and transform faulting*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. II, pp. 623–644.

- BYRLY P. (1926), *The Montana earthquake of June 28, 1925*, Bull. Seism. Soc. Amer., v. 16, pp. 209–265.
- COULOMB J. (1973), *Paramètres des sources sismiques. Sismicité*, in J. Coulomb, G. Jobert (edit.): „Traité de géophysique interne”, Ed. Masson, Paris, pp. 357–405.
- HEIRTZLER J.R., DICKSON G.O., HERRON E.M., PITMAN W.C., LE PICHON X. (1968), *Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the Ocean floor and continents*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, p. 2119–2136.
- ISACKS B.J., OLIVER J., SYKES L. (1968), *Seismology and the new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 18, pp. 5855–5899.
- LE PICHON X. (1968), *Sea-floor spreading and continental drift*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 12, pp. 3661–3697.
- McKENZIE D.P., PARKER R.L. (1967), *The North Pacific, an example of tectonics on a sphere*, Nature, v. 216, no. 5122, pp. 1276–1280.
- MENARD H.W. (1969), *Geology of the Pacific sea floor*, Experientia, v. XV, no. 6, pp. 205–213.
- MORGAN W.J. (1968), *Rises, trenches, great faults and crustal blocks*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 1959–1982.
- STAUDER W. (1962), *The focal mechanism of earthquakes*, Adv. Geophys., v. 9, pp. 1–76.
- SYKES L.R. (1967), *Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges*, Journ. Geophys. Res., v. 72, no. 8, pp. 2131–2153; pp. 5–27.
- SYKES L.R. (1968), *Seismological evidence for transform faults, sea floor spreading and continental drift*, R.A. Phinney (edit.): „The history of the Earth's crust”, Princeton Univ. Press, pp. 120–150.
- WILSON J.T. (1965), *A new class of faults and their bearing upon continental drift*, Nature, v. 208, no. 4995, pp. 343–347.
- WILSON J.T. (1968), *A revolution in earth science*, Geotimes, v. 13, no. 10, pp. 10–16.

Proceseale magmatice

- DALY R. (1933), *Igneous rocks and the depths of the Earth*, Ed. Mc. Graw-Hill, New York.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G., HAVENS R.G. (1965), *Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 76, no. 7, pp. 719–734.
- KENNEDY Q.W. (1933), *Trends differentiation in basaltic magma*, Amer. Journ. Sci., v. 25, pp. 239–256.
- KUNO H. (1966), *Lateral variation of basalt magmas type across continental margins and island arcs*, Bull. Volcanol., v. 29, pp. 195–222.
- KUNO H. (1967), *Volcanological and petrological evidences regarding the nature of the upper mantle*, in T.F. Gaskell (edit.): „The Earth's mantle”, Academic Press, New York, pp. 89–110.
- MIYASHIRO A. (1974), *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*, Amer. Journ. Sci., v. 274, no. 4, pp. 321–355.
- O'HARA M.J. (1965), *Primary magmas and the origin of basalts*, Scottish Journ. Geol., v. 5, pp. 329–410.
- TILLEY C.E. (1950), *Some aspects of magmatic evolution*, Quart. Journ. Geol. Soc. London, v. 106, pp. 37–61.
- WILSON J.T. (1963 a), *A possible origin of the Hawaiian islands*, Canad. Journ. Physics, v. 41, pp. 863–870.
- WILSON J.T. (1963 b), *Evidence from islands on the spreading of oceanic floors*, Nature, v. 197, pp. 536–538.

Proceseale sedimentare

- AGI (1976), *Deep Sea Drilling Project No. 1: Legs 1–25, No. 2: Legs 26–44*, Amer. Geol. Inst. Publications.
- BERGGREN W.A. (1972), *A Cenozoic time-scale. Some implications for regional geology and palaeogeography*, Lethaia, v. 5, no. 1, pp. 195–215.
- BRIGGS P. (1971), *200 000 000 years beneath the sea*, Ed. Holt, Rinehart & Wiston, New York.
- EWING J., EWING M. (1967), *Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to the sea floor*, Science, v. 156, pp. 1590–1592.

- EWING J., EWING M., AIKEN T., LUDWIG W. (1968), *North Pacific sediment layers measured by seismic profiling*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., v. 12 (The crust and upper mantle in the Pacific area), pp. 147—173.
- EWING M., CARPENTER G., WINDISCH C., EWING J. (1973), *Sediment distribution in the oceans: The Atlantic*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84 no. 1, pp. 71—88.
- FISHER A.G. (1970), *Geological history of the western North Pacific*, Science, v. 168, pp. 1210—1214.
- PAUTOT G., LE PICHON X. (1974), *Résultats scientifiques du programme JOIDES*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XV, no. 5—6, pp. 403—425.
- TALWANI M., WINDISCH C.C., LANGSETH M.G. (1971), *Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 2, pp. 473—517.
- JOIDES (1967), *Deep sea drilling project*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 51, pp. 1787—1802.

Procese din zonele de expansiune

- BODVARSSON G., WALKER G.P.L. (1964), *Crustal drift in Iceland*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 8, no. 3, pp. 285—300.
- DECKER R.W., EINARSSON P., MOHR P.A. (1971), *Rifting in Iceland: New geodetic data*, Science, v. 173, pp. 530—533.
- GASS I.G., MASSON-SMITH D. (1963), *The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, no. 255, pp. 417—476.
- GIRDLER R.W. (edit.), (1972), *East African rifts*, (Symposium on rifting in Africa, Moscow, 1971), Tectonophys., v. 15, no. 1—2.
- LOGATSHEV N.A. (1976), *Magma-tism-tectonics relationship during the Kenya rift development and the prime cause of strongly and mildly alkaline volcanic suite formation*, in: A. Pilger, A. Rössler (edit.): „Afar between continental and oceanic rifting”, Schweizerbart'sche Verlagsbuchh., Stuttgart, pp. 96—106.
- McKENZIE D.P., MORGAN W.J. (1969), *Evolution of triple junction*, Nature, v. 224, pp. 125—133.
- MENARD H.W. (1968), *Some remaining problems in sea floor spreading*, R.A. Phinney (edit.): „The history of the Earth's crust”, Princeton Univ. Press, pp. 109—118.
- MOHR P.A. (1970), *The Afar triple junction and sea-floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 35, pp. 7340—7352.
- PALMASON G., SOCMUNDSEN K. (1974), *Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 2, pp. 25—50.
- PILGER A., ROSSLER A. (edit.), (1976), *Afar between continental and oceanic rifting*, (Symposium on the Afar region and related problems. Bad Bergenbern, F.R. Germany, 1974), Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 2 vol.
- PIPER J.D.A. (1971), *Ground magnetic studies of crustal growth in Iceland*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 12, no. 2, pp. 163—187.
- RAFF A.D. (1968), *Sea-floor spreading — Another rift*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 12, pp. 3699—3705.
- RIFFAUD C., LE PICHON X. (1975), *Expédition „Famous”*, Ed. Albin Michel, Paris.
- TAZIEFF H. (1976), *The Afar Triangle*, Scient. Amer., v. 234, no. 3, pp. 32—40.
- WARD P.L. (1971), *New interpretation of the geology of Iceland*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, no. 11, pp. 2991—3012.

Procese din zonele de subducție

- BAILEY E.H., BLAKE M.C. jr. (1969), *Tectonic development of western California during late Mesozoic*, Geotektonika, no. 3, pp. 17—30; no. 4, pp. 24—34 (în l. rusă).
- BAILEY E.H., BLAKE M.C. jr., JONES D.L. (1970), *On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 700 C, pp. 70—81.
- COLEMAN R.G. (1971), *Plate tectonics emplacement of upper mantle peridotites along continental edges*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 5, pp. 1212—1222.
- DEWEY J.F., BIRD J.M. (1970), *Mountain belts and the new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 14, pp. 2625—2647.
- ERNST W.G. (1970), *Tectonic contact between the franciscan mélange and the Great Valley sequence — Crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 5, pp. 886—901.
- HAMILTON W. (1969), *Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 80, no. 12, pp. 2409—2429.

- HSÜ K.J. (1967), *Mesozoic geology of the California Coast Range: A new working hypothesis*, in J.P. Schaer (edit.): „Etages tectoniques”, Ed. Baconnière, Neuchâtel, pp. 216–296.
- KARIG D. (1969), *Extensional zones in island arc systems*, Amer. Geophys. Union Trans. (EOS), v. 50, p. 182.
- LLIBOUTRY L. (1969), *Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 27, pp. 6525–6540.
- McKENZIE D.P. (1970), *Temperature and potential temperature beneath island arcs*, Tectonophys., v. 10, no. 1–3, pp. 357–366.
- MINEAR J.H., TOKSÖZ M.N. (1970), *Thermal regime of a downgoing slab and the new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 2, pp. 1397–1419.
- MIYASHIRO A. (1959), *Abukuma, Ryoke and Sanbagawa metamorphic belts*, Journ. Geol. Soc. Japan, v. 65 (769), pp. 624–637.
- OLIVER J., ISACKS B., BARAZANGI M., MITRONOVAS W. (1973), *Dynamics of the downgoing lithosphere*, Tectonophys., v. 19, no. 2, pp. 133–147.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1968), *Thermal structure of island arcs*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 6, pp. 1665–1688.
- WHITE D.A., ROEDER D.H., NELSON T.H., CROWELL J.C. (1970), *Subduction*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 11, pp. 3431–3432.

Mișcarea plăcilor la scara globului și cauza deplasării lor

- AMPFERER O. (1906), *Über das Bewegungsbild von Faltengebirge*, Jahresb. Geol. R.-A., Wien, Bd. 56, pp. 539–622.
- ANDRÉE K. (1914), *Über die Bedingung der Gebirgsbildung*, Borntraeger Verl., Berlin.
- BEMMELEN R.W. van (1935), *The undation theory of the development of the Earth's crust*, Proc. 41 Intern. Geol. Congr., Washington, v. 2, pp. 965–982.
- DEARNLEY R. (1965), *Orogenic fold-belt, convection and expansion of the Earth*, Nature, v. 206, no. 4991, pp. 1284–1290.
- DEWEY J.F. (1975), *Finite plate implications: Some implications for the evolution of rock masses at plate margins*, Amer. Journ. Sci., v. 275, pp. 260–284.
- DUNCAN R.A., PETERSEN N., HARGRAVES R.B. (1972), *Mantle plumes, movement of the European plate and polar wandering*, Nature, v. 239, no. 5367, pp. 82–86.
- ELSASSER W.M. (1959), *Convection and stress propagation in the upper mantle*, in S.K. Runcorn (edit.): „The application of modern physics to the Earth and planetary interior”, Ed. Wiley, New York, pp. 223–246.
- FRANCHETEAU J. (1970), *Paleomagnetism and plate tectonics*, Thesis, Univ. Calif., San Diego.
- GRIGGS D.T. (1939), *A theory of mountain-building*, Amer. Journ. Sci., v. 231, no. 7, pp. 611–650.
- HESS H.H. (1954), *Geological hypotheses and the earth's crust under the oceans*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 222, pp. 341–348.
- KRAUS E. (1936), *Der Abbau der Gebirge. I. Der Alpine Bauplan*, Borntraeger Verl., Berlin.
- KRAUS E. (1951), *Über Hyporeon und Bathyreon*, Zeit. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 102, pp. 169–173.
- MATTHEWS III V., ANDERSON C.R. (1973), *Yellowstone convection plume and break-up of the Western United States*, Nature, v. 243, no. 5403, pp. 158–159.
- MORGAN W.J. (1972), *Deep mantle convection plumes and plate motions*, Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., v. 56, no. 2, pp. 203–213.
- OROWAN E. (1965), *Convection in a non-Newtonian mantle, continental drift and mountain building*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 284–313.
- RUNCORN S.K. (1952), *Palaeomagnetic evidence of continental drift and its geophysical cause*, in S.K. Runcorn (edit.): „Continental drift”, Ed. Academic Press, New York, pp. 1–65.
- RUNCORN S.K. (1974), *On the forces not moving lithospheric plates*, Tectonophys., v. 21, no. 3, pp. 197–202.
- VENING MEINESZ F.A. (1948), *Major tectonic phenomena and the hypothesis of convection currents in the Earth*, Quart. Journ. Geol. Soc. London, v. 103, no. 411, pp. 191–207.
- VENING MEINESZ F.A. (1962), *Thermal convection in the Earth's mantle*, in S.K. Runcorn (edit.): „Continental Drift”, Academic Press London, pp. 145–176.
- WILSON T.J. (1963), *Evidence from islands on the spreading of ocean floors*, Nature, v. 197, no. 4867, pp. 536–538.
- WILSON J.T. (1955), *Convection currents and continental drift. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 145–167.
- WILSON J.T. (1973), *Mantle plumes and plate motion*, Tectonophys., v. 19, no. 2, pp. 149–164.

- BURK C.A. (1972), *Global tectonics and world resources*, Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., v. 56, no. 2, pp. 193–202.
- DEGENS E.T., ROSS D.A. (edit.), (1969), *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, Ed. Springer, New York.
- DEGENS E.T., ROSS D.A. (1976), *Strata-bound metalliferous deposits found in the near active rifts*, in K.H. Wolf (edit.): „Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits”, Ed. Elsevier, Amsterdam, v. 4, pp. 165–202.
- FISHER A.G., JUDSON S. (edit.) (1975), *Petroleum and global tectonics*, Princeton Univ. Press.
- GRIBBIN J. (1976), *Trouver du pétrole grâce à la dérive des continents*, La Recherche, no. 66, pp. 371–373.
- GUILD P.W. (1974), *Application of global tectonics theory to metallogenic studies*, Symp. Ore Depos., Varna.
- HAMMOND A.L. (1975), *Minerals and plate tectonics*, Science, v. 189, no. 4205, pp. 779–781 și no. 4206, pp. 868–916.
- HEDBERG H.D. (1976), *Ocean boundaries and petroleum resources*, Science, v. 191, no. 4231, pp. 1009–1018.
- MCDOWELL A.N. (1971), *Practical application of continental drift*, Oil Gas Journ., 28 June, pp. 114–116.
- MITCHELL A.H.G., BELL J.D. (1973), *Island arc evolution and related mineral deposits*, Journ. Geol., v. 81, no. 4, pp. 381–405.
- MITCHELL A.H.G., GARSON M.S. (1976), *Mineralization at plate boundary*, Minerals Sci. Enging, Johannesburg, v. 8, no. 2, pp. 129–169.
- SAWKINS F.J. (1972), *Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics*, Journ. Geol., v. 80, no. 4, pp. 377–397.
- SILLTOE R.H. (1972), *Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 3, pp. 813–818.
- STRONG D.F. (edit.), (1976), *Metallogeny and plate tectonics*, Geol. Ass. Canada, Spec. Paper, no. 14.
- TARLING D.H. (1973), *Metallic ore deposits and continental drift*, Nature, v. 243, no. 5404, pp. 193–195.
- THOMPSON T.L. (1976), *Plate tectonics in oil and gas exploration of continental margins*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 60, no. 9, pp. 1463–1501.
- TOURAY J.-C. (1971), *Dans la Mer Rouge, des saumures chaudes prémisses de gisements métallifères*, Science et Progres, no. 3429, pp. 36–44.

Cap. 2. STRUCTURA GLOBULUI

Structura globului în ansamblu

- ANDERS E. (1968), *Chemical processes in the early solar system, as inferred from meteorites*, Accounts of Chem. Res., Amer. Chem. Soc., Oct. 1968.
- ANDERSON D.L. (1967), *Latest information from seismic observations*, in T.G. Gaskell (edit.): “The earth’s mantle”, Academic Press, New York, pp. 355–420.
- ANDERSON D.L. (1977), *Composition of the mantle and core*, Ann. Rev. Earth Planet Sci., v. 5, pp. 179–202.
- ARCHAMBEAU C.B., FLINN E.A., LAMBERT D.G. (1969), *Fine structure of the upper mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 24, pp. 5825–5865.
- BIRCH F. (1961), *Composition of the earth’s mantle*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 4, no. 2, pp. 295–311.
- BULLEN K.E. (1967), *Basic evidence for Earth division*, in R.F. Gaskell (edit.): “The Earth’s mantle”, Academic Press, New York, pp. 11–39.
- HALES A.L. (1972), *The travel times of P seismic waves and their relevance to the upper mantle velocity distributions*, Tectonophys., v. 13, no. 1–4, pp. 447–482.
- HODGSON J.H. (1964), *Earthquakes and Earth structure*, Ed. Prentice Hall, New York.
- JACOBS J.A. (1954), *Temperature distribution within the Earth’s core*, Nature, v. 173, pp. 258–259.
- JACOBS J.A., RUSSELL R.D., WILSON J.T. (1974), *Physics and geology*, Ed. McGraw-Hill, New York, ed. 2.
- KNOPOFF L. (1964), “Q”, Rev. Geophys., v. 2, pp. 625–660.

- KUHN W., RITTMANN A. (1941), *Über den Zustand des Erdinnern und seine Entstehung aus einem homogenen Urzustand*, Geol. Rund., Bd. 32 H. 1, pp. 215–256.
- PRESS F. (1968), *Earth models obtained by Monte Carlo inversion*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 14, pp. 5223–5234.
- RAMSAY W.H. (1949), *On the nature of the earth's core*, Monthly Notices Royal Astr. Soc. Geophys. Suppl., no. 5, pp. 409–411.
- RINGWOOD A.E. (1960), *Some aspects of the thermal evolution of the earth*, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 20, no. 3–4, p. 241.
- RINGWOOD A.E. (1969), *Phase transformations in the mantle*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 5, p. 401.
- UREY H.C. (1962), *Evidence regarding the origin of the earth*, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 26, no. 1.
- WILLIAMSON E.D., ADAMS L.H. (1923), *Density distribution in the earth*, Journ. Wash. Acad. Sci., v. 13, pp. 423–431.

Diviziunile morfologice ale crustei

- BOURCART J. (1964), *La connaissance des profondeurs océaniques*, Ed. Sedes, Paris.
- FISHER R.L., HESS H.H. (1963), *Trenches*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 411–436.
- GUILCHER A. (1963), *Continental shelf and slope. (Continental margin)*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 281–311.
- HEEZEN B.C., THARP M., EWING M. (1959), *The floor of the oceans. I. The North Atlantic*, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 65.
- HEEZEN B.C., EWING M. (1963), *The mid-ocean ridge*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 388–410.
- HEEZEN B.C., LAUGHTON A.S. (1963), *Abysal plains*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 312–364.
- HEEZEN B.C., MENARD H.W. (1963), *Topography of the deep-sea floor*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 233–280.
- MENARD H.W., LADD H.S. (1963), *Oceanic islands, seamounts and attols*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 365–387.
- MENARD H.W., SMITH S.M. (1966), *Hypsometry of ocean basin provinces*, Journ. Geophys. Res., v. 71, no. 18, pp. 4305–4325.
- ROSS D.A. (1976), *Introducere în oceanografie*, trad. l. rom. de D. Jipa, Ed. Științ. Enciclop., București.
- SHEPARD F.P. (1967), *The Earth beneath the sea*, J. Hopkins Press, Baltimore.
- SIESEMAN J.D.H., OVEY D.C. (1955), *Proposed names of features on the deep-sea floor. 2. General principles governing the allocations on names*, Deep-Sea Res., v. 2, no. 3, pp. 261–263.
- STRAHLER A.A. (1973), *Geografia fizică*, trad. l. rom. de Fl. Ionescu, Ș. Dragomirescu, Ed. Științ., București.

Structura crustei

- CANN J.R. (1970), *New model for the structure of the ocean crust*, Nature, v. 226, pp. 928–930.
- CHANDRA N.N., CUMMING G.L. (1972), *Seismic refraction studies in western Canada*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 9, pp. 1099–1109.
- DRAKE C.L., KOSMINSKAYA I.P. (1969), *The transition from continental to oceanic crust*, Tectonophys., v. 7, no. 5–6, pp. 363–382.
- HELMBERGER F.V., ENGEN G. (1978), *Fine structure of an oceanic crustal section near the East Pacific Rise*, Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 68, no. 2, pp. 369–382.
- HOUTZ R.E. (1976), *Properties of layer 2 A in the Pacific*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 35, pp. 6321–6331.
- HOUTZ R., EWING J., BUHL P. (1976), *Upper crustal structure as a function of plate age*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 14, pp. 2490–2498.
- LANDISMAN M., MUELLER S., MITCHELL B.J. (1971), *Review of evidences for velocities inversions in the continental crust*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 14 (The structure and physical properties of the earth's crust), pp. 11–34.
- LE PICHON X. (1969), *Models and structure of the oceanic crust*, Tectonophys., v. 7, no. 5–6, pp. 385–402.
- MITCHELL B., LANDISMAN M. (1971), *Electrical and seismic properties of the Earth's crust in the southwestern Great Plains of the USA*, Geophysics, v. 36, pp. 363–381.

- OXBURGH E.R., PARMENTIER E.M. (1977), *Compositional and density stratification in oceanic lithosphere — Causes and consequences*, Journ. Geol. Soc., v. 133, part. IV, pp. 343—356.
- RAITT R.W. (1963), *The crustal rocks*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 85—102.
- ROSENDAHL B.R. (1976), *Evolution of oceanic crust. 2. Constraints, implications and inferences*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 29, pp. 5305—5314.
- ROSENDAHL B.R., RAITT R.W., DORMAN I.M., BIBEE L.D., HUSSONG D.M., SUTTON G.H. (1976), *Evolution of oceanic crust. 1. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 29, pp. 5294—5304.
- SHERIDAN R.E., HOUTZ R.E., DRAKE C.L., EWING M. (1969), *Structure of continental margin off Sierra Leone, West Africa*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 10, pp. 2512—2530.
- SLEEP N.H. (1975), *Formation of oceanic crust: Some thermal constraints*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 29, pp. 4037—4042.
- SMITHSON S.B., DECKER E.R. (1974), *A continental crustal model and its geothermal implications*, Earth Plan. Sci. Lett., v. 22, no. 3, pp. 215—225.
- SOLLOGUB V.B. (1969), *Seismic crustal studies in southeastern Europe*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. no. 13 (The earth's crust and upper mantle), pp. 189—195.
- TALWANI M., LE PICHON X., EWING M. (1965), *Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2. Computed model from gravity and seismic*, Journ. Geophys. Res., vol. 70, no. 2, pp. 341—352.
- TALWANI M., ELDHOLM O. (1973), *Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents*, Nature, v. 241, pp. 325—330.

Caracteristicile geofizice ale crustei

- BLACKWELL D.D. (1971), *The thermal structure of the continental crust*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 14, (The structure and physical properties of the earth's crust), pp. 169—191.
- BULLARD E.C. (1952), *Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean*, Nature, v. 170, pp. 202—203.
- CORON S. (1963), *Aperçu gravimétrique sur les Alpes occidentales*, in H. Closs (edit.): "Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen des grandes explosions en 1956, 1958 et 1960", Séismologie, sér. XXII, v. 2, Ed. CNES.
- CROUGH S.T., THOMSON G.A. (1976), *Thermal model of continental lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 26, pp. 4857—4862.
- DUSCHENES J.D., SOLOMON S.C. (1977), *Shear wave travel time residuals from oceanic earthquakes and the evolution of the oceanic lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 14, pp. 1985—2000.
- GIRDLER R.W. (1964), *Geophysical studies of rift valleys*, Physics Chem. Earth, v. 5, pp. 121—156.
- HOLOPAINEN P.E. (1947), *On the gravity field and the isostatic structure of the earth's crust in the East Alps*, Publ. Isost. Inst. Int. Ass. Geod., no. 16.
- HYNDMAN R.D., LAMBERT J.B., HEIER K.S., JAEGER J.C., RINGWOOD A.E. (1968), *Heat flow and surface radioactivity measurement in the precambrian shield of western Australia*, Phys. Earth. Planet. Inter., v. 1, no. 3, pp. 123—135.
- LANGSETH M.G., HERZEN R.P. von (1970), *Heat flow through the floor of the world ocean*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. I, pp. 299—352.
- LEE W.H.K. (1970), *On the global variations of terrestrial heat flow*, Phys. Earth Planet. Inter., v. 2, pp. 332—341.
- POLYAK J.C., SMIRNOV Y.B. (1968), *Heat flow on continents*, Dokl. Akad. Nauk SSSR, v. 169, no. 1, pp. 170—172.
- ROY R.F., BLACKWELL D.D., DECKER E.R. (1972), *Continental heat flow*, in E.C. Robertson (edit.): "The nature of the solid Earth", Ed. McGraw-Hill, New York, pp. 506—543.
- SCLATER J.G., FRANCHETEAU J. (1970), *The implication of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 20, no. 5, pp. 509—544.
- SWANBERG C.A., BLACKWELL D.D. (1973), *Areal distribution and geophysical significance of heat generation in the Idaho batholith and adjacent intrusions in eastern Oregon and western Montana*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, no. 5, pp. 1261—1282.
- TURCOTTE D.L., OXBURGH E.R. (1972), *Statistical thermodynamic model for the distribution of crustal heat sources*, Science, v. 176, pp. 1022—1023.

- BONATTI E., HONNOREZ J. (1976), *Sections of the earth's crust in the Equatorial Atlantic*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4104–4116.
- BOTTINGA Y., ALLÈGRE C. (1976), *Geophysical, petrological and geochemical models of the oceanic lithosphere*, Tectonophys., v. 32, no. 1–2, pp. 9–60.
- CHRISTENSEN N.I. (1970), *Composition and evolution of the oceanic crust*, Marine Geol., v. 8, no. 2, pp. 139–154.
- CHRISTENSEN N.I. (1972), *The abundance of serpentinites in the oceanic crust*, Journ. Geol., v. 80, no. 6, pp. 709–719.
- CHRISTENSEN N.I., SALISBURY M.H. (1975), *Structure and constitution of the lower oceanic crust*, Rev. Geophys. Space Phys., v. 13, no. 1, pp. 57–86.
- CHUNG D.H. (1976), *On the composition of the oceanic lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4129–4134.
- EADE R.E., FAHRIG W.G. (1971), *Geochemical evolutionary trends of continental plates — Preliminary study of the Canadian Shield*, Geol. Survey Canada Bull., v. 179.
- FOX P.J., SCHREIBER E., POWLETT H., McCAMY K. (1976), *The geology of the oceanographer fracture zone: A model for fracture zones*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4117–4128.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1954), *Geochemistry*, Oxford Univ. Press, London.
- HYNDMAN R.D., DRURY M.J. (1976), *The physical properties of oceanic basement rocks from deep drilling in the Mid-Atlantic ridge*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4042–4052.
- LEWIS B.T.R., SNYDSMAN W.E. (1979), *Fine structure of the lower oceanic crust on the Cocos Plate*, Tectonophys., v. 55, no. 1–2, pp. 87–106.
- RONOV A.B., YAROSHEVSKY A.A. (1969), *Chemical composition of the Earth's crust*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. no. 13 (The Earth's crust and upper mantle), pp. 35–57.
- SHERIDAN R.E., HOUTZ R.E., DRAKE, EWING M. (1969), *Structure of continental margin off Sierra Leone, West Africa*, Journ. Geophys. Res., v. 74, pp. 2512–2530.
- SCHREIBER E., FOX P.J. (1976), *Compressional wave velocities and mineralogy of fresh basalts from the FAMOUS area and the Oceanographer fracture zone and the texture of layer 2A of the oceanic crust*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4071–4076.
- TAYLOR S.R. (1964), *Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table*, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 28, no. 8, pp. 1273–1285.

Structura mantalei superioare

- ANDERSON D.L. (1967), *Latest information from seismic observations*, in T.F. Gaskell (edit.): "The Earth's mantle", Academic Press, New York, pp. 355–420.
- ARCHAMBEAU C.B., FLINN E.A., LAMBERT D.G. (1969), *Fine structure of the upper mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 24, pp. 5825–5865.
- ARTYUSHKOV E.V., MESCHERIAKOV Y.A. (1969), *Recent movements of the Earth's crust and the isostatic compensations*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., v. 13 (The crust and upper mantle), pp. 379–390.
- BOTTINGA Y., ALLEGRE C.J. (1973), *Thermal aspects of sea-floor spreading and the nature of the oceanic crust*, Tectonophys., v. 18, no. 1, pp. 1–17.
- BULLEN K.E. (1967), *Basic evidence for Earth division*, in T.F. Gaskell (edit.): "The Earth's mantle", Academic Press London, pp. 11–39.
- CATHLES L.M. (1971), *Lower mantle viscosity inferred from postglacial adjustment of the ocean basins and Canada*, Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), v. 54, no. 4, p. 535.
- DAVIES D., SHEPPARD R.M. (1972), *Lateral heterogeneity in the Earth's mantle*, Nature, v. 239, no. 5371, pp. 318–323.
- DORMAN J. (1969), *Seismic surface-wave data on the upper mantle*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 13, (The earth's crust and upper mantle), pp. 257–266.
- ELSASSER W.M. (1969), *Convection and stress propagation in the upper mantle*, in S.K. Runcorn (edit.): "The application of modern physics to the earth and planetary interior", Ed. Wiley, New York, pp. 223–246.
- ELSASSER W.M. (1972), *Viscous stratification of the earth and convection*, Phys. Earth Planet. Inter., v. 6, no. 1–3, pp. 198–204.

- FROIDEVAUX C., SCHUBERT G., YUEN D.A. (1977), *Thermal and mechanical structure of the upper mantle: A comparison between continental and oceanic mantle*, Tectonophys., v. 37, no. 1-3, pp. 233-246.
- GOLDREICH P., TOOMRE A. (1969), *Some remarks on polar wandering*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 10, pp. 2555-2567.
- HERZEN R.P. von (1967), *Surface heat flow and some implications for the mantle*, in T.F. Gaskell (edit.): "The Earth's mantle", Academic Press, New York, pp. 197-230.
- JULIAN B.R., SENGUPTA M.K. (1973), *Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneity in the deep mantle*, Nature, v. 242, no. 5398, pp. 443-447.
- LEEDS A.R. (1974), *Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean*, Science, v. 186, no. 4159, pp. 141-143.
- LLIBOUTRY L.A. (1971), *Rheological properties of the asthenosphere from Fennoscandian data*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 5, pp. 1443-1446.
- MCCONNELL R.C. jr. (1968), *Viscosity of the Earth's mantle*, in R.A. Phinney (edit.): "The history of the Earth's crust", Princeton Univ. Press, pp. 45-57.
- MCKENZIE D.P. (1967), *Some remarks on heat flow and gravity anomalies*, Journ. Geophys. Res., v. 72, no. 24, pp. 6261-6273.
- MELOSH H.J. (1976), *Plate motion and thermal instability in the asthenosphere*, Tectonophys., v. 35, no. 4, pp. 363-390.
- MOLNAR P., OLIVER J. (1969), *Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 10, pp. 2648-2682.
- NEEDHAM R.E., DAVIES D. (1973), *Lateral heterogeneity in the deep mantle from seismic body wave amplitudes*, Nature, v. 244, no. 5412, pp. 152-153.
- POLLACK H.N., CHAPMAN D.S. (1977), *On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness*, Tectonophys., v. 38, no. 3-4, pp. 279-296.
- RUNCORN S.K. (1972), *Dynamical processes in the deeper mantle*, Tectonophys. v. 12, pp. 1-4; pp. 623-638.
- WALCOTT R.I. (1970 a), *Isostatic response to loading of the crust in Canada*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 7, pp. 716-727.
- WALCOTT R.I. (1970 b), *Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 20, pp. 3941-3954.
- WANG C. (1970), *Density and constitution of the mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 17, pp. 3264-3284.

Compoziția mantalei superioare

- ANDERSON D.L. (1976), *The 650 mantle discontinuity*, Geophys. Res. Lett., v. 3, pp. 347-349.
- ANDERSON D.L. (1977), *Composition of the mantle and core*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 3, pp. 179-202.
- COHEN L.H., ITO K., KENNEDY G.C. (1967), *Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars*, Amer. Journ. Sci., v. 265, pp. 475-518.
- FORSYTH D.W., PRESS F. (1971), *Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 32, pp. 7693-7979.
- GAST P.W. (1960), *Limitations of the composition of the upper mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 65, no. 4, pp. 1287-1297.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1963), *Mineral assemblages in a model of mantle composition*, Journ. Geophys. Res., v. 68, no. 3, pp. 937-945.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967), *An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications*, Geochim., Cosmochim. Acta, v. 31, no. 3, pp. 767-833.
- HESS H.H. (1955), *Serpentinities, orogeny and epeirogeny*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 62, pp. 391-408.
- ITO K., KENNEDY G.C. (1970), *The fine structure of the basalt-eclogite transition*, Minerál. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 3.
- KENNEDY G.C. (1959), *The origin of continents, mountain ranges and oceanic basins*, Amer. Scient., v. 47, pp. 491-504.
- KENNEDY G.C., HIGGINS G.H. (1972), *Melting temperatures in the Earth's mantle*, Tectonophys., v. 12, no. 1-4, pp. 221-232.
- KUNO H. (1967), *Volcanological and petrological evidences regarding the nature of the upper mantle*, in T.F. Gaskell (edit.): "The Earth's mantle", Academic Press, New York, pp. 89-110.

- LAPADUE-HARGUES P. (1953), *Sur la composition chimique moyenne des amphibolites*, Bull. Soc. Géol. Fr. (6), v. 5, no. 1, pp. 153–173.
- LOVERING J.F. (1958), *The nature of the Mohorovičić discontinuity*, Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), v. 39, no. 5, pp. 947–955.
- McKERRROW W.S., LAMBERT R. ST.J. (1973), *Deep earthquakes, surface subsidence and mantle phase changes*, Journ. Geol., v. 81, no. 1, pp. 157–175.
- MORRIS G.B., RAITT R.W., SHOR G.C. (1969), *Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 17, pp. 4300–4317.
- NOCLODS S.R. (1954), *Average chemical composition of some igneous rocks*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, no. 10, pp. 1007–1032.
- RINGWOOD A.E. (1962), *A model for the upper mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 67, no. 2, pp. 857–867 și no. 11, pp. 4473–4477.
- RINGWOOD A.E. (1966), *An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications*, Tectonophysics, v. 3, no. 5, pp. 383–427.
- RINGWOOD A.E. (1969), *Composition and evolution of the upper mantle*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 13 (The earth's crust and upper mantle), pp. 1–17.
- RINGWOOD A.E., GREEN D.H. (1964), *Experimental investigations bearing on the nature of the Mohorovičić discontinuity*, Nature, v. 201, pp. 566–567.
- RINGWOOD A.E., GREEN D.R. (1966), *Petrological nature of the stable continental crust*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 10 (The earth beneath the continents), pp. 611–619.
- RINGWOOD A.E., MAJOR A. (1970), *The system Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4 at high pressure and temperature*, Phys. Earth Planet. Sci. Inter., v. 3, no. 1, pp. 89–108.
- WYLLIE P.J. (1970), *Ultramafic rocks and the upper mantle*, Mineral. Soc. Amer., Spec. Paper no. 3.
- WYLLIE P.J. (1971), *The role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 76 no. 5, pp. 1328–1338.
- WYLLIE P.J. (1975), *The earth's mantle*, Scientific Amer., v. 232, no. 3, pp. 50–63.
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962), *Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock system*, Journ. Petrology, v. 3, pp. 342–532.

Procesele magmatice

- BOWEN N.L. (1928), *The evolution of the igneous rocks*, Princeton Univ. Press.
- DALY R. (1914), *Igneous rocks and their origin*, Ed. McGraw-Hill, New York.
- FENNER C.N. (1929), *The crystallisations of basalts*, Amer. Journ. Sci., v. 18, pp. 225–253.
- GASS L.G. (1972), *Proposals concerning the variation of volcanic products and processes within the oceanic environment*, Phil. Trans. Royal Soc., London, ser. A, v. 271.
- KENNEDY W.Q. (1933), *Trends of differentiation in basaltic magma*, Amer. Journ. Sci., v. 25, pp. 239–256.
- KENNEDY W.Q. (1938), *Crustal layers and the origin of magmas: Petrological aspects of the problem*, Bull. Volcanologique, sér. 2, t. 3, pp. 24–41.
- KUNO H. (1968), *Differentiation of basalt magmas*, in A. Poldervaart (edit.): "Basalts", Interscience Publ., New York, v. 2, pp. 623–688.
- MIYASHIRO A. (1974), *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*, Amer. Journ. Sci., v. 274, no. 4, pp. 321–355.
- MIYASHIRO A. (1975 a), *Volcanic rock series and tectonic setting*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 3, pp. 251–269.
- MIYASHIRO A. (1975 b), *Classification, characteristics, and origin of ophiolites*, Journ. Geol., v. 83, no. 2, pp. 249–281.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1971), *Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 12, no. 5, pp. 339–349.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973), *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 19, no. 4, pp. 290–300.
- POLDERVAART A. (1964), *Chemical definition of alkali basalts and tholeiites*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 75, no. 3, pp. 229–232.
- RINGWOOD A.E. (1969), *Composition and evolution of the upper mantle*, Amer. Geophys. Union, Monograph no. 13 (The Earth's crust and upper mantle), pp. 1–17.

Mișcările pe verticală ale crustei

- ALVAREZ W. (1972), *Uncoupled convection and subcrustal current ripples in the western Mediterranean*, Geol. Soc. Amer., Mem. no. 132, pp. 119–132.

- BELOUSSOV V.V. (1962), *Basic problems in geotectonics*, Ed. McGraw-Hill, New York.
- BEMMELEN R.W. van (1976), *Plate tectonics and the undation model: A comparison*, Tectonophys., v. 32, no. 3-4, pp. 145-182.
- BROTCHIE J.F., SILVESTER R. (1969), *On crustal flexure*, Journ. Geophys., Res., v. 74, no. 22, pp. 5240-5252.
- CRITTENDEN M.D. (1963), *New data on the isostatic deformation of Lake Bonneville*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 454-E.
- FISHER A.G. (1975), *Origin and growth of basins*, in A.G. Fisher, S. Judson (edit.): „Petroleum and global tectonics”, Princeton Univ. Press, pp. 47-79.
- GILLULY J. (1964), *Atlantic sediments, erosion rates and evolution of the continental shelf*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 75, no. 5, pp. 483-492.
- GREEN A.R. (1977), *The evolution of the earth's crust and sedimentary basin development*, Offshore Techn. Confer., pp. 67-76.
- HESS H.H. (1955), *Serpentines, orogeny and epeirogeny*, in A. Poldervaart (edit.): „Crust of the Earth”, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 62, pp. 391-408.
- HSÜ K.J. (1965), *Isostasy, crustal thinning, mantle changes and the disappearance of ancient land masses*, Amer. Journ. Sci., v. 263, no. 2, pp. 97-109.
- JUDSON S., RITTER D.F. (1964), *Rates of regional denudation in the United States*, Journ. Geophys. Res., v. 69, no. 16, pp. 3395-3401.
- KENNEDY G.C. (1959), *The origin of continents, mountain ranges and oceanic basins*, Amer. Scient., v. 47, pp. 491-504.
- KINSMAN D.J.J. (1975), *Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins*, in A.G. Fisher, S. Judson (edit.): „Petroleum and global tectonics”, Princeton Univ. Press, pp. 83-126.
- LLIBOUTRY L. (1973), *Isostasie, propriété rhéologique du manteau supérieur*, in J. Coulomb, G. Jobert (edit.): „Traité de géophysique interne”, Ed. Masson, Paris, pp. 472-505.
- MCKENZIE D. (1978), *Some remarks on the development of sedimentary basins*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 40, no. 1, pp. 25-32.
- MENARD H.W. (1961), *Some rates of regional erosion*, Journal. Geol., v. 69, no. 2, pp. 154-161.
- MORGAN W.J. (1975), *Heat flow and vertical movements of the crust*, in A.G. Fisher, S. Judson (edit.): „Petroleum and global tectonics”, Princeton Univ. Press, pp. 23-43.
- RINGWOOD A.E. (1966), *The chemical composition and origin of the earth*, in P. Hurley (edit.): „Advances in earth sciences”, MIT, pp. 287-292.
- SCHUMM S.A. (1967), *The disparity between present rates of denudation and orogeny*, U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 454-H.
- SHERIDAN R.E. (1974), *Atlantic continental margin of North America*, in C.A. Burk, C.L. Drake (edit.): „The geology of continental margins”, Ed. Springer, New York, pp. 391-407.
- TEN BRINK N.W. (1972), *Glacio-isostasy: new data from West Greenland and geophysical implications*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 4, no. 7, pp. 686-687.
- TURCOTTE D.L., AHREN J.L. (1977), *On the thermal and subsidence history of sedimentary basins*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 26, pp. 3762-3766.
- WALCOTT R.I. (1970), *Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 20, pp. 3941-3954.
- WALCOTT R.I. (1972), *Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 6, pp. 1845-1848.
- WATTS A.B., RYAN W.B.F. (1976), *Flexure of the lithosphere and continental margin basins*, Tectonophys., v. 36, no. 1-3, pp. 25-44.

Cap. 3. TEORIA PLĂCILOR LITOSFERICE

Faliile transformante și triplele joncțiuni

- COLETTE B.J., RUTTEN K.W. (1972), *Crest fracture zone geometry of the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 16°N*, Nature, Phys. Sci., v. 237, pp. 131-134.
- COURTILLOT V., TAPPONNIER P., VARET J. (1974), *Surface features associated with transform faults: A comparison between observed examples and experimental model*, Tectonophys., v. 24, no. 4, pp. 317-330.
- CULLEN J.D. (1969), *Strike-slip displacement of mid-ocean rise migration*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 6, pp. 1409-1412.

- FREUND R. (1974), *Kinematics of transform and transcurrent faults*, *Tectonophysics*, v. 12, no. 1—2, pp. 93—134.
- GILLILAND W.N., MEYER G.P. (1976), *Two classes of transform faults*, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 87, no. 8, pp. 1127—1130.
- HEY R.N. (1977), *A new class of pseudofaults and their bearing on plate tectonics*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 37, pp. 321—325.
- HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. (1976), *An outline of structural geology*, Ed. Wiley, New York.
- LOWELL J.D. (1972), *Spitsbergen tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone*, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, no. 10, pp. 3091—3102.
- MACDONALD K.C. (1978), *Inversion of magnetic anomalies and sea-floor spreading in the Cayman trough*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 40, no. 3, pp. 407—414.
- McKENZIE D.P., MORGAN W.J. (1969), *Evolution of triple junctions*, *Nature*, v. 224, pp. 125—133.
- MORGAN J.W. (1968), *Rises, trenches, great faults and crustal blocks*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 73, no. 6, pp. 1959—1982.
- O'BRYAN J.W., COHEN R., GILLILAND W.N. (1975), *Experimental origin of transform faults and straight spreading-center segments*, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 86, no. 6, pp. 793—795.
- OLDENBURG D.W., BRUNE N.J. (1972), *Ridge transform fault spreading pattern in freezing wax*, *Science*, v. 178, no. 4058, pp. 301—304.
- RANALLI G. (1977), *Correlation between length and offset in strikeslip faults*, *Tectonophysics*, v. 37, no. 4, pp. T 1—8.
- SAVAGE J.C. (1971), *A theory of creep waves propagating along a transform fault*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 76, no. 8, pp. 1954—1966.
- TURCOTTE D.L. (1974), *Are transform faults thermal contraction cracks?*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 75, no. 19, pp. 2573—2578.
- VAN ANDEL T.H., von HERZEN R.P., PHILLIPS J.D. (1971), *The Vema fracture zone and, the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates*, *Marine Geophys. Res.*, v. 1, no. 1, pp. 261—383.
- VOGT P.R., JOHNSON G.L. (1975), *Transform faults and longitudinal flow below the midoceanic ridge*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 80, no. 11, pp. 1399—1428.
- VROMAN A.J. (1976), *A tentative explanation of the origin of „transform faults” (with a critical remark on the term)*, *Tectonophysics*, v. 30, no. 1—2, pp. 11—16.
- WELLMAN H.W. (1971), *Reference lines, fault classification, transform systems, and ocean-floor spreading*, *Tectonophysics*, v. 12, no. 3, pp. 199—210.
- WILSON T.J. (1965 a), *A new class of faults and their bearing on continental drift*, *Nature*, v. 208, no. 4995, pp. 343—347.
- WILSON T.J. (1965 b), *Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies southwest of Vancouver Island*, *Science*, v. 150, no. 3695, pp. 482—485.
- YORK D. (1973), *Evolution of triple junction*, *Nature*, v. 244, no. 5415, pp. 341—342.

Expansiune oblică și asimetrică

- ATWATER T., MACDONALD K.C. (1977), *Are spreading centres perpendicular to their transform faults?*, *Nature*, v. 270, pp. 715—719.
- BERGH H.W., NORTON I.O. (1976), *Prince Edward fracture zone and the evolution of the Mozambique Basin*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 81, no. 29, pp. 5221—5239.
- BIRD P., PHILLIPS J.D. (1975), *Oblique spreading near the Oceanographer Fracture zone*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 80, no. 29, pp. 4021—4027.
- ELVERS D., SRIVASTAVA S.P., POTTER K., MORLEY J., SIDDEL D. (1973), *Asymmetric spreading across the Juan de Fuca and Gorda rises as obtained from a detailed magnetic survey*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 20, no. 2, pp. 211—219.
- FROIDEVAUX C. (1973), *Energy dissipation and geometric structure at spreading plate boundaries*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 20, no. 3, pp. 419—424.
- FUJITA K., SLEEP N.H. (1978), *Membrane stress near mid-ocean ridge-transform intersections*, *Tectonophysics*, v. 50, no. 2—3, pp. 207—221.
- HAYES D.E. (1976), *Nature and implication of asymmetric sea-floor spreading — „Different rates for different plates”*, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 87, no. 7, pp. 994—1002.
- JONGSMA D., MUTTER J.C. (1978), *Non-axial breaching of a rift valley: Evidence from the Lord Howe Rise and the southern Australian margin*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 39, no. 2, pp. 226—234.

- LACHENBRUCH A.H., THOMSON G.A. (1972), *Oceanic ridges and transform faults: Their intersection angles and resistance to plate motion*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 15, no. 2, pp. 116–122.
- MENARD H.W., ATWATER T.M. (1968), *Changes in direction of sea floor spreading*, Nature, v. 219, pp. 463–467.
- MENARD H.W., ATWATER T. (1969), *Origin of fracture topography*, Nature, v. 222, pp. 1037–1040.
- OLDENBURG D.W., BRUNE J.N. (1975), *An explanation for the orthogonality of ocean ridges and transform faults*, Journ. Geophys. Res., v. 80, pp. 2575–2585.
- REA D. K. (1970), *Changes in structure and trend of fracture zones north of the Hawaiian ridge and relation to sea-floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 8, pp. 1421–1430.
- REA D.K. (1977), *Asymmetric sea-floor spreading and a non-transform axis offset: The East Pacific Rise 20°S survey area*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 89, no. 6, pp. 836–844.
- RODOLFO K.S. (1971), *Contrasting geometric adjustment style of drifting continents and spreading sea floors*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 14, pp. 3272–3281.
- RONA P.A. (1976), *Asymmetric fracture zones and sea-floor spreading*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 30, no. 1, pp. 109–116.
- SHIH J., MOLNAR P. (1975), *Analysis and implications of the sequence of ridge jumps that eliminated the Surveyor transform fault*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 35, pp. 4815–4822.
- STEIN S. (1978), *A model for the relation between spreading rate and oblique spreading*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 39, no. 3, pp. 313–318.
- STEIN S., MEOLSH H.J., MINSTER J.B. (1977), *Ridge migration and asymmetric sea-floor spreading*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 36, no. 1, pp. 51–62.
- THOMSON G., MELSON W.G. (1972), *The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: Evidence of a new kind of sea-floor spreading*, Journ. Geol., v. 80, no. 4, pp. 526–538.
- VOGT P.R., AVERY O.E., SCHNEIDER E.D., ANDERSON C.N., BRACEY D.R. (1969), *Discontinuities in sea-floor spreading*, Tectonophysics, v. 8, no. 4–6, pp. 285–316.
- WEISSEL J.K., HAYES D.E. (1971), *Asymmetric sea-floor spreading south of Australia*, Nature, v. 231, no. 5304, pp. 518–521.
- WEISSEL J.K., HAYES D.E. (1974), *The Australian-Antarctic discordance: New results and implications*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 19, pp. 2579–2587.
- WHITMARSH R.B., LAUGHTON A.S. (1975), *The fault pattern of a slow-spreading ridge near a fracture zone*, Nature, v. 258, p. 509.

Metode de determinare a mișcării plăcilor. Metode geometrice

- DEWEY J.F. (1975), *Finite plate implications. Some implications for the evolution of rock masses at plate margins*, Amer. Journ. Sci., v. 275 A, pp. 260–284.
- HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. (1976), *An outline of structural geology*, Ed. Wiley, New York.
- LE PICHON X. (1972), *Cinématique de la tectonique des plaques*, in C. J. Allègre, M. Mattauer (edit.): „Structure et dynamique de la lithosphère”, Ed. Hermann, Paris, pp. 3–73.
- McKENZIE D.P., PARKER R.L. (1967), *The North Pacific: An example of tectonic on a sphere*, Nature, v. 216, no. 5122, pp. 1276–1280.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H., MOLNAR P., HAINES E. (1974), *Numerical modeling of instantaneous plate tectonics*, Geophys. Journ. Royal. Astr. Soc., v. 36, no. 541.

Metoda linițiilor magnetice

- BLAKELY R.J. (1974), *Geomagnetic reversals and crustal spreading rates during the Miocene*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 20, pp. 2979–2986.
- COX A., DOELL R.R., DALRYMPLE G.B. (1964), *Reversals of the Earth's magnetic field*, Science v. 144, pp. 1537–1543.
- HEIRTZLER J.R., DICKSON G.I., HERRON E.U., PITMAN W.C., LE PICHON X. (1968) *Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motion of the ocean floor and continents*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 2119–2136.
- JOHNSON H.P., MERRILL R.T. (1978), *A direct test of the Vine-Matthews hypothesis*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 40, no. 2, pp. 263–269.

- McKENZIE D.P., SCLATER J.G. (1971), *The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 24, no. 5, pp. 437–528.
- NAIDU P.S. (1971), *Statistical structure of geomagnetic field reversals*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 11, pp. 2649–2662.
- OPDYKE N.D. (1970), *Palaeomagnetism, The Sea*, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. I, pp. 157–182.
- TALWANI M., HEIRTZLER J.R. (1964), *Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape*, „Computers in the mineral industries“, part. I, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., no. 9, pp. 464–479.
- VINE F.J. (1966), *Spreading of the ocean floor: New evidence*, Science, v. 154, no. 3755, pp. 1405–1415.
- VINE F.J. (1968), *Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges*, in R.A. Phinney (edit.) „The history of the Earth's crust“, Princeton Univ. Press, pp. 73–89.

Metoda batimetrică

- ANDERSON R.N., McKENZIE D.P., SCLATER J.G., (1973), *Gravity bathymetry and convection in the Earth*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 318, no. 3, pp. 391–407.
- HAIGH B.I.R. (1973), *North Atlantic topography and lateral variations in the upper mantle*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 33, no. 4, pp. 405–420.
- MENARD H.W., DORMAN L.M. (1977), *Dependence of depth anomalies upon latitude and plate motion*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 11, pp. 1903–1915.
- MENARD H.W. (1973), *Epeirogeny and plate tectonics*, EOS Trans. AGU, v. 54, pp. 1244–1255.
- PARKER R.L., OLDENBURG D.W. (1973), *Thermal model of ocean ridges*, Nature, Phys. Sci., v. 242, pp. 137–139.
- PARSONS B., SCLATER J.G. (1977), *An analysis of the variations of ocean floor bathymetry and heat flow with age*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 5, pp. 803–827.
- RONA P. (1971), *Depth distribution in ocean basins and plate tectonics*, Nature, v. 231, pp. 179–180.
- SCLATER J.G., FRANCHETEAU J. (1970), *The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth*, Geophys. Journ. Royal Astron. Soc., v. 20, no. 5, pp. 509–542.
- SCLATER J.G., ANDERSON R.N., BALL M.L. (1971), *Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 32, pp. 7888–7951.
- TREHU A., SCLATER J.G., NABELEK J. (1976), *The depth and thickness of the ocean crust and its dependence upon age*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XVIII, no. 4, pp. 917–930.
- WILLIAMS D.L., POEHLS K.A. (1975), *On the thermal evolution of the oceanic lithosphere*, Geophys. Res. Letters, v. 2, no. 8, pp. 321–323 și Woods Hole Collected Reprints, 1975.

Metode seismologice

- BRUNE J.N. (1968), *Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 2, pp. 777–784.
- DAVIES G., BRUNE J. (1971), *Regional and global fault slip rates from seismicity*, Nature, v. 229, pp. 101–107.
- DIETERICH J.R. (1974), *Earthquake mechanisms and modeling*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 2, pp. 275–301.
- ISACKS B., OLIVER J., SYKES L.R. (1968), *Seismology and the new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 18, pp. 5855–5899.
- MOGI K. (1974), *Active periods in the world's chief seismic belts*, Tectonophys., v. 22, no. 3–4, pp. 265–282.
- OLIVER J., SYKES L., ISACKS B. (1969), *Seismology and the new global tectonics*, Tectonophys., v. 7, no. 5–6, pp. 527–542.
- PAVONI N. (1980), *Comparison of focal mechanism of earthquake and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps*, Eclog. geol. Helv., v. 73, no. 2, pp. 551–558.
- STAUDER W. (1962), *The focal mechanism of earthquakes*, in H.E. Landsberg și J. van Miegheem (edit.): „Advances in Geophysics“, v. 9, Academic Press, New York.
- SYKES L.R. (1968), *Seismological evidence for transform faults, sea-floor spreading and continental drift*, in R.A. Phinney (edit.): „The history of the Earth's crust“, Princeton Univ. Press, pp. 120–150.
- HATTTRI K. (1973), *Earthquake focal mechanism studies — A review*, Earth Sci. Rev., v. 9, no. 1, pp. 19–63.

- CAPUTO M., FOLLONI G., PIERI L., UNGUENDOLI M. (1974), *Geodimeter control across the Straits of Messina*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 38, no. 1, pp. 1-8.
- CARTER W.E., STRANGE W.E. (1979), *The national geodetic project „Polaris”*, Tectonophy., v. 52, no. 1-4, pp. 39-46.
- HOFFMANN R.B. (1968), *Geodimeter fault measurements in California*, Calif. Dept. Water Resource Bull., v. 116, no. 6.
- HUGGETT G.R., SLATER L.E. (1977), *Fault slip episodes near Hollister, California: Initial results using a multiwavelength distance - measuring instrument*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 23, pp. 3361-3368.
- MEADE B.K. (1966), *Horizontal crustal movements in the United States*, Acad. Sci. Fennicae Ann., ser. A, v. 90, pp. 256-266.
- NASON R.D., TOCHER D. (1970), *Measurement of movement on the San Andrea fault*, in L. Mansinha, B.E. Smylie, A.E. Beck (edit.): „Earthquake displacement fields and the rotation of the Earth”, Ed. Reidel, Dordrecht, pp. 246-254.
- NIELL A.E., ONG K.M., MacDORAN P.F., MORABITO D.D., CLAFLIN E.S., DRACUP J.F. (1979), *Comparison of a radio interferometric differential baseline measurement with conventional geodesy*, Tectonophys., v. 52, no. 1-4, pp. 49-58.
- SMITH D.E., KOLENKIEWICZ R., DUNN P.J., TORRECE M.H. (1979), *The measurement of fault motion by satellite laser ranging*, Tectonophys., v. 52, no. 1-4, pp. 59-67.
- VAN MIERLO J. (1979), *Statistical analysis of geodetic measurements for the investigation of crustal movements*, Tectonophys., v. 52, no. 1-4, pp. 457-467.
- WHITTEN C.A. (1970), *Crustal movements from geodetic measurements*, in L. Mansinha, D.E. Smylie și A.E. Beck (edit.): „Earthquake displacement fields and the rotation of the Earth”, Reidel, Dordrecht, pp. 255-268.

Metoda paleopolilor magnetici

- BHATTACHARYYA B.K. (1964), *Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization*, Geophysics, v. 29, no. 4, pp. 517-531.
- BOTT M.P.H. (1963), *Two methods applicable to computers for evaluating magnetic anomalies due to finite three-dimensional bodies*, Geophys. Prospect., v. 11, no. 3, pp. 292-299.
- FISHER R.A. (1953), *Dispersion on a sphere*, Phil. Trans. Royal Soc., London, ser. A, v. 217, pp. 295-305.
- FRANCHETEAU J., HARRISON C.G.A., SCLATER J.G., RICHARDS M.L. (1970), *Magnetization of Pacific seamounts: A preliminary polar curve for the northeastern Pacific*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 11, pp. 2035-2061.
- FRANCHETEAU J., SCLATER J.G. (1970), *Comments on a paper by E. Irving and W.A. Robertson „Test for polar wandering and some implications”*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 5, pp. 1023-1027.
- GROSSLING B.F. (1967), *The internal magnetization of seamounts and its computer calculation* U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 554-F.
- IRVING E., ROBERTSON W.A. (1969), *Test for polar wandering and some possible implications*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 4, pp. 1026-1036.
- JURDY D.M. (1978), *Ridges, trenches and polar wander excitation*, Journ. Geophys. Res., v. 83, no. B 10, pp. 4989-4994.
- JURDY D.M., VAN der VOO R. (1974), *A method for the separating of true pole wander and continental drift, including results for the last 55 m.y.*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 20, pp. 2945-2952.
- MUNYAN A.C. (1963), *Introduction to polar wandering and continental drift*, SEMP Spec. Publ.; no. 10, pp. 1-3.
- PAN C. (1968), *On the dynamical theory of polar wandering*, Tectonophys., v. 5, no. 2, pp. 125-150.
- PARKER R.L. (1971), *The determination of seamount magnetism*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 24, no. 3, pp. 321-324.
- PHILLIPS J.D., LUYENDYK B.P. (1970), *Central North Atlantic plate motion over the last 40 millions years*, v. 170, pp. 727-729.
- RICHARDS M.L.V., VACQUIER V., VAN VOORHIS G.D. (1967), *Calculation of the magnetisation of uplift from combining topographic and magnetic surveys*, Geophysics, v. 32, no. 4, pp. 678-707.

- ROCHE A. (1976), *Paléomagnétisme*, in J. Coulomb, G. Jobert (edit.): „Traité de géophysique interne”, Ed. Masson, Paris, v. 1, pp. 107–128.
- TARLING D.H. (1971), *Principles and application of palaeomagnetism*, Ed. Chapman & Hall, London.
- VAQUIER V. (1962), *A machine method for computing the magnitude and the direction of magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and magnetic survey*, in T. Nagata (edit.): „Benedum earth magnetic symposium”. Univ. Pittsburgh Press, pp. 123–137.
- VACQUIER V., UYEDA S. (1967), *Palaeomagnetism of nine seamounts in the western Pacific and of three volcanoes in Japan*, Bull. Earthquake Res. Inst., v. 45, pp. 815–848.

Metoda reconstrucțiilor paleogeografice

- BULLARD E., EVERETT J.E., SMITH G.A. (1965), *The fit of the continents around the Atlantic*, Phil. Trans. Royal Soc., ser. A, v. 258, no. 1088, pp. 41–51.
- DIETZ R.S., SPROLL W.P. (1970), *Fit between Africa and Antarctica: A continental drift reconstruction*, Science, v. 167, pp. 1612–1614.
- FRANCHETEAU J., SCLATER J.G., MENARD H.W. (1970), *Pattern of relative motion from fracture zone and spreading rate data in the northeastern Pacific*, Nature, v. 226, pp. 746–748.
- FRANCHETEAU J., LE PICHON X. (1972), *Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in the South Atlantic Ocean*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 56, no. 6, pp. 991–1007.
- LE PICHON X. (1968), *Sea-floor spreading and continental drift*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 12, pp. 3661–3697.
- LE PICHON X., HYNDMAN R.D., PAUTOT G. (1971), *Geophysical study of the opening of the Labrador Sea*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 20, pp. 4724–4743.
- MCKENZIE D.P., DAVIES D., MOLNAR P. (1970), *Plate tectonics of the Red Sea and East Africa*, Nature, v. 226, pp. 243–248.
- MCKENZIE D.P., SCLATER J.G. (1971), *The evolution of the Indian ocean since the Cretaceous*, Geophys. Journ., Royal Astron. Soc., v. 24, no. 5, pp. 437–528.
- MENARD H.W., ATTWATER T. (1968), *Changes on direction of sea-floor spreading*, Nature, v. 219, pp. 463–467.
- MORGAN J.W. (1968), *Rises, trenches, great faults and crustal blocks*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 1959–1982.
- PITMANN W.C., TALWANI M. (1972), *Sea-floor spreading in the North Atlantic*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 3, pp. 619–646.
- SMITH A.G., HALLAM A. (1970), *The fit of the southern continents*, Nature, v. 223, pp. 139–144.
- SPROLL W.P., DIETZ R.S. (1969), *Morphological continental fit of Australia and Antarctica*, Nature, v. 222, pp. 345–348.
- SCLATER J.G., ANDERSON R.N., BELL M.L. (1971), *The depth and thickness of the ocean crust and its dependence upon age*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 32, pp. 7888–7951.
- SMITH A.G., HALLAM A. (1970), *The fit of the southern continents*, Nature, v. 223, pp. 139–144.
- SPROLL W.P., DIETZ R.S. (1969), *Morphological continental fit of Australia and Antarctica*, Nature, v. 222, pp. 345–348.

Cap. 4. PROCESELE LEGATE DE ZONELE DE EXPANSIUNE

Geografia și morfologia dorsalelor

- ARCYANA (1975), *Transform faults and rift valley from bathyscaph and diving saucer*, Science, v. 190, no. 2410, pp. 108–116.
- ATWATER T., MUDIE J.D. (1973), *Detailed near-bottom geophysical study of the Gorda Rise*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 24, pp. 8665–8686.
- AUMENTO F., LONGAREVIC B.D., ROSS D.I. (1971), *Hudson geotraverse: Geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45°N*, Phil. Trans. Royal Soc., London, ser. A, v. 268, pp. 623–650.
- BALLARD R.D., BRYAN W.B., HEIRTZIER J.R., KELLER G., MOORE J.G., van ANDEL T.J. (1975), *Manned submersible observations in the FAMOUS area: Mid Atlantic Ridge*, Science, v. 190, no. 4210, pp. 103–116.
- BALLARD R.D., van ANDEL T.J. (1977), *Morphology and tectonics of the inner rift valley at 36°N on the Mid-Atlantic Ridge*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 507–530.

- BELLAICHE G., CHEMINEE J.L., FRANCHETEAU J., HEKINIAN J., LE PICHON X., NEEDHAM H.D., BALLARD R.D. (1974), *Rift valley's inner floor: First submersible study*, Nature, v. 250, pp. 558-560.
- DEMENITSKAYA R.M., KARASIK A.M. (1969), *The active rift system of the Arctic Ocean*, Tectonophys., v. 8, no. 4-6, pp. 345-352.
- DEMENITSKAYA R.M., HUNKIN K.L. (1970), *Shape and structure of the Arctic Ocean*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. II, pp. 223-249.
- DETRICK R.S. (1974), *Fracture zone A, Mid-Atlantic Ridge 37°N: A near-bottom geophysical study*, Scripps Inst. Oceanography, Ref. 72-26.
- DETRICK R.S., MUDIE J.D., LUYENDYK B.P., MACDONALD K.C. (1973), *Near-bottom observations of an active transform fault (Mid-Atlantic Ridge at 37°N)*, Nature, Phys. Science v. 246, no. 152, pp. 59-61.
- HEEZEN B., THARP M., EWING M. (1959), *The floors of the oceans. 1. The North Atlantic*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 65.
- HEIRTZLER J.R., LE PICHON X. (1974), *FAMOUS: A plate tectonics study of the genesis of the lithosphere*, Geology, v. 2, pp. 273-275.
- HEIRTZLER J.R., van ANDEL T.H. (1977), *Project FAMOUS: Its origin, programs and setting*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 77, no. 4, pp. 481-487.
- HEIRTZLER J.R., TAYLOR P.T., BALLARD R.D., HOUGHTON R.L. (1977), *The 1974 Alvin dives on Cronwall Rise and New England Seamounts*, Technic Rep. WHOI-77-8, Wood Hole Oc. Instit.
- LAUGHTON A.S., RUSBY J.S. (1975), *Long range sonar and photographic studies of the median valley in the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge near 37°N*, Deep-Sea Res., v. 22, pp. 279-298.
- LONCAREVIC B.D., MASON B.D., MATTHEWS D.H. (1966), *The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. I. The median valley*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 3, pp. 327-330.
- LUYENDYK B.P., MacDONALD K.C. (1977), *Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley: Observations with a deep-towed instrument package*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 5, pp. 648-663.
- MACDONALD K.C., LUYENDYK B.P. (1977), *Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge crest near 37°N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 5, pp. 621-636.
- MACDONALD M.F., KATZ E.J. (1969), *Quantitative method for describing the regional topography of the ocean floor*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 10, pp. 2597-2607.
- MCGREGOR B.A., RONA P.A. (1975), *Crest of the Mid-Atlantic Ridge at 26°N*, Journ. Geophys. Res., v. 80, pp. 3307-3312.
- NEEDHAM H.D., FRANCHETEAU J. (1974), *Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48' North*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 22, no. 1, pp. 29-43.
- PITMAN W.C., TALWANI M. (1972), *Sea-floor spreading in the North Atlantic*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 3, pp. 619-646.
- RAMBERG I.B., van ANDEL T.J. (1977), *Morphology and tectonic evolution of the rift valley at 36°30' N, Mid-Atlantic Ridge*, Geol. Soc. Amer. Bull., vv. 88, no. 4, pp. 577-576.
- RAMBERG I.B., GRAY D.F., RYNOLDS R.G.H. (1977), *Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge, lat. 35°20' N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 609-620.
- VAN ANDEL T.J. H., BOWIN C.O. (1968), *Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23°N latitude and the tectonics of mid-ocean ridges*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 4, pp. 1279-1298.

Regimul termic al zonelor de expansiune

- ANDERSON R.N., HOBART M.A. (1976), *The relation between heat flow, sediment thickness, and age in the eastern Pacific*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 17, pp. 2968-2989.
- ANDERSON R.A., LANGSETH M.G., SCLATER J.G. (1977), *The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian Ocean*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 23, pp. 3391-3410.
- ANDERSON R.N., HERZEN R.P. von (1978), *Heat flow on the Pacific-Antarctic Ridge*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 41, no. 4, pp. 451-460.
- BODVARSSON G., LOWELL R.P. (1972), *Ocean floor heat flow and the circulation on interstitial water*, Journ. Geophys. Res., v. 77, pp. 4472-4475.
- BOTINGA Y. (1974), *Thermal aspects of sea-floor spreading and the nature of the suboceanic lithosphere*, Tectonophys., v. 21, no. 1-2, pp. 15-38.

- BOTTINGA Y., ALLEGRE C.J. (1973), *Thermal aspects of sea-floor spreading and the nature of the oceanic crust*, Tectonophys., v. 18, no. 1-2, pp. 1-18.
- BOTTINGA Y., STEINMETZ L. (1979), *A geophysical, geochemical, petrological model of the submarine lithosphere*, Tectonophys., v. 55, no. 3-4, pp. 311-348.
- COOK F.A., DECKER E.R., SMITHSON S.B. (1978), *Preliminary transient heat flow model of the Rio Grande rift in southern New Mexico*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 40, no. 3, pp. 316-326.
- CRANE K., NORMARK W.R. (1977), *Hydrothermal activity and crustal structure of the East Pacific Rise at 21°N*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 33, pp. 5336-5348.
- CROUGH S.T. (1975), *Thermal model of oceanic lithosphere*, Nature, v. 256, pp. 388-390.
- DAVIS E.E., LISTER C.R.B. (1974), *Fundamentals of ridge crest topography*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 21, pp. 405-413.
- FORSYTH D.W. (1977), *The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges*, Tectonophys., v. 38, no. 1, pp. 89-118.
- HANKS T.C. (1971), *Model relating heat-flow values near ad vertical velocities of mass transport beneath oceanic rises*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 2, pp. 537-544.
- HART R.S., PRESS F. (1973), *S velocities and the composition of the lithosphere in the regionalized Atlantic*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 2, pp. 407-411.
- HORAI KI-ITI, CHESSMAN M., SIMMONS G. (1970), *Heat flow measurements on the Reykjanes Ridge*, Nature, v. 225, pp. 264-265.
- HYNDMANN R.D., RANKIN D.S. (1972), *The mid-Atlantic ridge near 45°N 18*, Heat flow measurements, Canad. Journ. Earth Sci., v. 9, pp. 664-670.
- KONO Y., YOSHII T. (1975), *Numerical experiments on the thickening plate model*, Journ. Phys. Earth, v. 23, no. 1, pp. 63-75.
- LANGSETH M.G., GRIM P.-J., EWING M. (1965), *Heat-flow measurements in the East Pacific Ocean*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 2, pp. 367-380.
- LANGSETH M.G., LE PICHON X., EWING M. (1966), *Crustal structure of mid-ocean ridges. 5. Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents*, Journ. Geophys. Res., v. 71, no. 22, pp. 5321-5355.
- LANGSETH M.G., TAYLOR P.T., (1967), *Recent heat flow measurements in the Indian Ocean*, Journ. Geophys. Res., v. 72, no. 24, pp. 6249-6260.
- LANGSETH M.G., HERZEN R.P. von (1970), *Heat flow through the floor of the world ocean*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. I, pp. 299-352.
- LEE W.H.K., LYEDA S. (1965), *Review of heat data*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 8 (Terrestrial heat flow), pp. 87-190.
- LE PICHON X., LANGSETH M.G. (1969), *Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading*, Tectonophys., v. 8, no. 4-6, pp. 319-344.
- LISTER C.R.B. (1972), *On the thermal balance of a mid-ocean ridge*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 26, no. 5, pp. 515-537.
- LISTER C.R.B. (1977), *Estimators for heat flow and deep rock properties based on boundary layer theory*, Tectonophys., v. 41, no. 1-3, pp. 157-171.
- LOWELL R P. (1975), *Circulation in fractures, hot springs and convective transport on mid-ocean ridge crests*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 40, no.3, pp. 351-366.
- McKENZIE D.P. (1967), *Some remarks on heat flow and gravity anomalies*, Journ. Geophys. Res., v. 72, no. 24, pp. 6261-6273.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.C. (1968), *Mid-ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 8, pp. 2643-2661.
- PARKER R.L., OLDENBURG D.W. (1973), *A thermal model of oceanic ridges*, Nature, v. 242, pp. 137-139.
- RIBANDO R.J., TORRANCE K.E., TURCOTTE D.L. (1976), *Numerical models for hydrothermal circulation in the oceanic crust*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 17, pp. 3007-3012.
- SCLATER J.G., FRANCHETEAU J. (1970), *The implications of terrestrial heat flow observation, on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 20, no. 5, pp. 509-542.
- SCLATER J.G., ANDERSON R.N., LEE BELL M. (1971), *Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 32, pp. 7888-7915.
- SCLATER J.G., CROWE J., ANDERSON R.N. (1976), *On the reliability of oceanic heat flow averages*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 17, pp. 2997-3006.
- SCLATER J.G., KLITGORD K.D. (1973), *A detailed heat flow, topographic and magnetic survey across the Galapagos spreading centre at 86°W*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 24, pp. 6951-6975.

- SLEEP N.H. (1959), *Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 2, pp. 542–549.
- SLEEP N.H. (1975), *Formation of oceanic crust: Some thermal constraints*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 16, pp. 4037–4042.
- TORRANCE K.E., TURCOTTE D.L. (1971), *Structure of convection in the mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 5, pp. 1154–1161.
- TREHU A.M. (1975), *Depth versus (age)^{1/2}: A perspective on mid-ocean rises*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 27, pp. 287–304.
- TURCOTTE D.L., OXBURGH E.R. (1967), *Finite amplitude convection cells and continental drift*, Journ. Fluid Mech., v. 28, no. 1, pp. 29–42.
- TURCOTTE D.L., OXBURGH E.R. (1972), *Mantle convection and the new global tectonics*, Ann. Rev. Fluid Mech., v. 4, no. 1, pp. 33–68.
- WILLIAMS D.L., HERZEN R.P. von, SCLATER J.G., ANDERSON R.N. (1974), *The Galapagos spreading centre: Lithospheric cooling and hydrothermal circulation*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 38, no. 5, pp. 587–608.
- YOSHII T. (1975), *Upper-mantle structure beneath the north Pacific and the marginal seas*, Journ. Phys. Earth, v. 21, pp. 313–328.

Gravitarea în zonele de expansiune

- ALLEN R.R. (1972), *Depth to sources of gravity anomalies*, Nature, Phys. Sci., v. 235, pp. 22–23.
- ANDERSON R.N., MCKENZIE D.P., SCLATER J.G. (1973), *Gravity, bathymetry and convection in the earth*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 18, no. 3, pp. 391–407.
- BOTT M.H.P. (1971), *The mantle transition zone as possible source of global gravity anomalies*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 11, no. 1, pp. 28–34.
- BOTT M.H.P. (1972), *Interpretation of global gravity anomalies*, Nature, Phys. Sci., v. 236, pp. 23–24.
- COCHRAN J.R., TALWANI M. (1978), *Gravity anomalies, regional elevation and the deep structure of the North Atlantic*, Journ. Geophys. Res., v. 83, no. 10, pp. 4907–4924.
- FLAVELIE A.I., YOSHIMURA Y. (1974), *Analysis of gravity data near continental margins*, The APEA Journal, pp. 114–117.
- GAPOSCHKIN E.M., LAMBECK K. (1971), *Earth's gravity field to sixteenth degree and station coordinates from satellite and terrestrial data*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 20, pp. 4855–4883.
- GAPOSCHKIN E.M. (1974), *Earth's gravity field to eighteenth degree and geocentric coordinates for 103 stations from satellite and terrestrial data*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 35, pp. 5377–5411.
- KAULA W.M. (1970), *Earth's gravity field; Relation to global tectonics*, Science, v. 169, p. 982.
- KAULA W.M. (1972), *Global gravity and mantle convection*, Tectonophys., v. 13, no. 1–4, pp. 341–359.
- LAMBECK K. (1972), *Gravity anomalies over ocean ridges*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 30, no. 1, pp. 37–54.
- MARSH B.D., MARSH J.G. (1976), *On global gravity anomalies and two scale mantle convection*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 29, pp. 5267–5280.
- MCKENZIE D., BOWIN C. (1976), *The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 11, pp. 1903–1915.
- SCLATER J.G., LAWVER L.A., PARSONS B. (1975), *Comparison of longwavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 8, pp. 1031–1052.
- TALWANI M., HEEZEN B.C., WORZEL J.L. (1961), *Gravity anomalies, physiography, and crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge*, Publ. Bur. Central Seismol. Intern., ser. A, Trav. Sci., v. 22, pp. 81–111.
- TALWANI M., LE PICHON X., EWING N. (1965), *Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2. Computed model from gravity and seismic refraction data*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 2, pp. 341–352.
- WATTS B. (1976), *Gravity and bathymetry in the Central Pacific Ocean*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 8, pp. 1533–1553.

Seismicitatea în zonele de expansiune

- BRUNE J.N. (1968), *Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 2, pp. 774–784.

- EINARSSON P. (1979), *Seismicity and earthquake focal mechanism along the Mid-Atlantic plate boundary between Iceland and the Azores*, Tectonophys., v. 55, no. 1-2, pp. 127-154.
- FRANCIS T.J.G. (1968), *The detailed seismicity of mid-oceanic ridges*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 4, no. 1, pp. 39-46.
- FRANCIS T.J.G., PORTER I.T. (1973), *Median valley seismology: The Mid-Atlantic Ridge near 45°N*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 34, no. 3, pp. 279-311.
- FRANCIS T.J.G., PORTER I.T., McGRATH J.R. (1977), *Ocean-bottom seismograph observations on the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37°N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 5, pp. 664-677.
- LABMECK K. (1972), *Gravity anomalies over ocean ridges*, Geophys. Journ., Royal Astron. Soc., v. 30, no. 1, pp. 37-54.
- HAST N. (1969), *The state of stress in the upper part of the earth's crust*, Tectonophys., v. 8, no. 3, p. 169-211.
- HOWLETT H. (1981), *Seismicity at intersections of spreading centers and transform faults*, Journ. Geophys. Res., v. 86, no. B, pp. 3815-3820.
- MENDIGUREN J.A. (1971), *Focal mechanism of a shock in the middle of the Nazca Plate*, Journ. Geophys. Res. v. 76, no. 17, pp. 3861-3879.
- MOLNAR P., OLIVER J. (1969), *Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 10, pp. 2638-2682.
- NORTHROP J., MORRISON M.F., DUENNEBIER (1970), *Seismic slip rate versus sea-floor spreading rate on the Eastern Pacific Rise and Pacific Antarctic Ridge*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 17, pp. 3285-3290.
- REID I., MACDONALD K.C. (1973), *Micro-earthquakes study of the Mid-Atlantic Ridge near 27°N using sonobuoys*, Nature, v. 246, pp. 88-90.
- ROTHÉ J.P. (1954), *La zone sismique médiane Indo-Atlantique*, Phil. Trans. Royal Soc. London, ser. A, v. 222, pp. 387-397.
- SOLOMON S.C., JULIAN B.R. (1974), *Seismic constraints on ocean-ridge mantle structure: Anomalous fault-plane solutions from first motion*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc. v. 38, no. 3, pp. 265-285.
- SOLOMON S.C., BURR N.C. (1979), *The relationship of source parameters of ridge-crest and transformation earthquakes to the thermal structure of oceanic lithosphere*, Tectonophys., v. 55, no. 1-2, pp. 107-126.
- SPINDEL R.C., DAVIS S.B., MACDONALD K.C., PORTER R.P., PHILLIPS J.D. (1974) *Microearthquakes survey of median valley of the Median valley of the Mid-Ocean Ridge at 36°30'N*, Nature, v. 248, pp. 577-579.
- SYKES L.R. (1967), *Mechanism of earthquakes and nature of faulting on mid-oceanic ridges*, Journ. Geophys. Res., v. 72, no. 8, pp. 2131-2153.
- SYKES L.R. (1968), *Seismological evidence for transform faults, sea-floor spreading and continental drift*, in R.A. Phinney (edit.): "The history of the Earth's crust", pp. 120-150.
- SYKES L.R. (1969), *Seismicity of the mid-ocean rift system*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., v. 13 (The earth's crust and upper mantle), pp. 148-153.
- SYKES L.R. (1970), *Earthquake swarms and sea-floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 32, pp. 6598-6611.
- SYKES L.R. (1972), *Seismicity as a guide to global tectonics and earthquake prediction*, Tectonophys., v. 13, no. 1-4, pp. 393-414.
- TATHAM R.H., SAVINO J.M. (1974), *Faulting mechanism for two oceanic mechanism earthquakes swarms*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 19, pp. 2643-2652.
- THATCHER W., BRUNE J.N. (1971), *Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 22, no. 4, pp. 473-489.
- WINDER D.J., AKI K. (1973), *Focal depth and mechanics of mid-ocean ridge earthquakes*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 11, pp. 1818-1831.

Magnetismul în zonele de expansiune

- ADE-HALL J.M. (1975), *Sources of magnetic anomalies on the Mid-Atlantic Ridge*, Nature, v. 255, pp. 389-391.
- ADE-HALL J.M., PALMER H.C., HUBBARD T.P. (1971), *The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 24, no. 1, pp. 137-174.
- ADE-HALL J.M., RYALL P.J.C. (1976), *Rock magnetism of basement rocks Leg 37, Initial Report of DSDP*, v. 37.

- ATWATER T.M., MUDIE J.D. (1973), *Detailed near-bottom geophysical study of the Gorda Rise*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 38, pp. 8665–8686.
- BAGIN V.I., BRODSKAYA S.YU., JILYAEVA V.A., PETROVA G.N., PECHERSKY D.M., SHMIDT O.J. (1969), *Magnetic characteristics of basalt and peridotites of rift zones*, Tectonophysics, v. 8, no. 4–6, pp. 437–442.
- BLAKELY R.J. (1976), *An age dependent two-layer model for marine magnetic anomalies*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 19, (The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin).
- BLEIL U. (1976), *Notes on the magnetic structure of the oceanic crust*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XVIII, no. 4, pp. 913–916.
- BOER J. de, SCHILLING J.G., KRAUSE D.C. (1970), *Reykjanes Ridge: Implications of magnetic properties of dragged rocks*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 9, no. 1, pp. 55–60.
- BUTLER R.F. (1973), *Stable single-domain to superparamagnetic transition during low-temperature oxidation of oceanic basalts*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 38, pp. 6868–6876.
- CANDE S.C. (1976), *A palaeomagnetic pole from late Cretaceous marine magnetic anomalies in the Pacific*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 44, no. 6, pp. 547–566.
- CANDE S.C. (1978), *Anomalies behaviour of the palaeomagnetic field inferred from the skewness of anomalies 33 and 34*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 40, no. 2, pp. 275–285.
- CANDE S., KENT D.V. (1976), *Constraints imposed by the shape of marine magnetic anomalies on the magnetic source*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4156–4162.
- CARMICHAEL C.M. (1970), *The Mid-Atlantic Ridge near 45°N., magnetic properties and opaque mineralogy of dragged samples* Canad. Journ. Earth Sci., v. 7, pp. 239–256.
- COX A., BLAKELY R.J., PHILLIPS J.D. (1972), *A two-layer model for marine magnetic anomalies (abs.)*, Amer. Geophys. Union Trans. (EOS), v. 53, p. 974.
- DEUTSCH E.R., PATZOLD R.R. (1976), *Magnetism of basalt cores from the Nazca Plate and implications for magnetic anomaly interpretation*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4188–4198.
- DUNLOP D.J., HALE C.J. (1976), *A determination of palaeomagnetic field intensity using submarine basalts drilled near the Mid-Atlantic Ridge*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4166–4172.
- FOX P.J., OPDYKE N.D. (1973), *Geology of the oceanic crust: Magnetic properties of oceanic rocks*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 16, pp. 5139–5154.
- GREENWALT D., TAYLOR P.T. (1978), *Near-bottom magnetic measurement between the FAMOUS area and DSDP sites 332 and 333*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 89, no. 4, pp. 571–576.
- HALL J.M. (1976), *Major problems regarding the magnetisation of oceanic crustal layer 2*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4223–4230.
- HALL J.M., RYALL P.J.C. (1976), *Palaeomagnetism of basement rocks, Leg 37, Initial Reports of DSDP*, v. 37.
- HARRISON C.G.A., WATKINS N.D. (1977), *Shallow inclinations of remanent magnetism in Deep-sea Drilling Project igneous cores: Geomagnetic field behaviour or postemplacement effects?*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 30, pp. 4869–4877.
- HEIRTZLER J.R., LE PICHON X. ((1965), *Crustal structure of the mid-ocean ridges. 3. Magnetic anomalies over the Mid-Atlantic ridge*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 16, pp. 4013–4034.
- HUESTIS S.P., PARKER R.L. (1977), *Bounding the thickness of the oceanic magnetized layer*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 33, pp. 5293–5304.
- IRVING E. (1970), *The Mid-Atlantic ridge at 45°N. Oxidation and magnetic properties of basalts; review and discussion*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 7, pp. 1528–1538.
- IRVING E., PARK J.K., HAGGERTY S.E., AUMENTO F., LONCAREVIC B. (1970), *Magnetism and opaque mineralogy of basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N*, Nature, v. 228, pp. 874–879.
- JOHNSON H.P., MERILL R.T. (1973), *Low-temperature oxidation of titanomagnetite and the implications for palaeomagnetism*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 15, pp. 4938–4949.
- JOHNSON H.P., ADE-HALL J.M. (1975), *Magnetic results from basalts and sediments from the Nazca Plate*, Nature. phys. Sci., v. 257, pp. 471–473.
- JOHNSON H.P., HALL J.M. (1976), *Magnetic properties of the oceanic crust: Considerations from the results of DSDP, Leg 34*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 29, pp. 5281–5293.
- JOHNSON H.P., ATWATER T. (1977), *Magnetic study of basalts from the Mid-Atlantic Ridge, lat. 37°N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 5, pp. 637–647.
- JOIDES (1975), *Sources of magnetic anomalies on the Mid-Atlantic Ridge*, Nature, v. 255, pp. 389–391.

- KLITGORD K.D., HUESTIS S.P., MUDIE J.D., PARKER R.L. (1975), *An analysis of near-bottom magnetic anomalies: Sea-floor spreading and the magnetic layer*, Geophys., Journ. Royal Astr. Soc., v. 43, no. 4, pp. 387–424.
- LOWRIE W. (1974), *Oceanic basalt magnetic properties and the Vine and Mathews hypothesis*, Geophysics, v. 40, no. 3, pp. 513–536.
- LOWRIE W. (1977), *Intensity and direction of magnetisation in oceanic basalts*, Journ. Geol. Soc., v. 133, part. 1, pp. 61–82.
- LUYENDYK B.P., MUDIE J.D., HARRISON C.G.A. (1968), *Lineations of magnetic anomalies in the Northeast Pacific observed near the ocean floor*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 18, pp. 5951–5958.
- MACDONALD K.C. (1977), *Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near 37° lat. N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 541–555.
- MARSHALL M., COX A. (1971), *Magnetism of pillow basalts and their petrology*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, no. 3, pp. 537–552.
- MARSHALL M., COX A. (1972), *Magnetic changes in pillow basalts due to sea-floor weathering*, Journ. Geophys. Res., v. 77, no. 32, pp. 6459–6469.
- MORGAN J.W., VOGT P.R., FALLS D.F. (1969), *Magnetic anomalies and sea floor spreading on the Chile Rise*, Nature, v. 222, pp. 137–142.
- MURTHY G.S., DEUTSCH E.R., PATZOLD R.R. (1976), *Inferences on the magnetic domain state of Leg. 37 basalts*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4199–4206.
- O'REILLY W., BANERJEE S.K. (1967), *The mechanism of oxidation in titanomagnetites: A magnetic study*, Miner. Mag., v. 36, no. 1, pp. 29–37.
- OZIMA M., JOSHIMA M., KINOSHITA H. (1974), *Magnetic properties of submarine basalts and the implications for the structure of the oceanic crust*, Journ. Geomag. Geoelectr., v. 26, pp. 335–354.
- PARKER R.L., KLITGORD K.D. (1972), *Magnetic upward continuation from an uneven track*, Geophysics, v. 37, pp. 662–668.
- PARKER R.L., HUESTIS S.P. (1974), *The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 11, pp. 1587–1593.
- PEIRCE J.W. (1976), *Assessing the reliability of DSDP paleolatitudes*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4173–4187.
- PRÉVOT M., GROMMÉE S. (1975), *Intensity of magnetisation of subaerial and submarine basalts and its possible change with time*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 40, no. 2, pp. 207–224.
- RAMBERG I.B., GRAY D.F., RYNOLDS R.G.H. (1977), *Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge, lat. 35°20' N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 5, pp. 609–620.
- REA D.K., ERICKSON B.H. (1971), *Bathymetric and magnetic profile along 143°W, Northeast Pacific Ocean*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 8, pp. 1948–1953.
- RENARD V. (1976), *Magnetic pattern of the FAMOUS zone*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XVIII, no. 4, pp. 801–805.
- RICHARDS J.C.W., O'DONOVAN J.B., HAUPTMAN Z., O'REILLY W., CREER K.M. (1973), *A magnetic study of titanomagnetite substituted by magnesium and aluminium*, Phys. Earth Planet. Inter., v. 7, pp. 437–444.
- SCIENTIFIC PARTY (1975), *Sources of magnetic anomalies on the Mid-Atlantic ridge*, Nature Phys. Sci., v. 255, pp. 389–390.
- TALWANI M., WINDISCH C.C., LANGSETH M.G. jr. (1971), *Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 2, pp. 473–517.
- WILSON R.L., WATKINS N.D. (1967), *Correlation of petrology and natural magnetic polarity in Columbia Plateau basalts*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 12, no. 4, pp. 405–424.

Procesele magnetice în zonele de expansiune — Bazaltele

- ANDERSON R.N. (1972), *Petrological significance of low heat flow on the flanks of slow-spreading mid-ocean ridges*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 10, pp. 2947–2959.
- ARCYANA (1975), *Transform faults and rift valley from bathyscaph and diving saucer*, Science, v. 190, no. 2410, pp. 108–116.
- ATWATER T., MUDIE J.D. (1973), *Detailed near-bottom geophysical study of the Gorda Rise*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 24, pp. 8665–8686.
- AYUSO R.A., BENICE A.E. (1976), *Upper Jurassic basalts from DSDP Leg 11*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4305–4325.
- BALLARD R.D., MOORE J.G. (1977), *Photographic atlas of the Mid-Atlantic ridge rift valley* Ed. Springer, New York.

- BÁTIZA R., ROSENDAHL B.R., FISHER R.L. (1977), *Evolution of oceanic crust. 3. Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and the Siquieros transform faults*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 2, pp. 265–276.
- BENCE A.E., PAPIKE J.J., AYUSO R.A. (1975), *Petrology of submarine basalts from the Central Caribbean, DSDP Leg 154*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 35, pp. 4775–4804.
- BLANCHARD D.P., RHODES J.M., DUNGAN M.A., RODGERS K.V., DONALDSON C.H., BRANNON J.C., JACOBS J.W., GIBSON E.K. (1976), *The chemistry and petrology basalts from Leg 37 of the Deep-Sea Drilling Project*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4231–4246.
- BONATTI E., HONNOREZ J. (1976), *Sections of the earth's crust in the equatorial Atlantic*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4104–4116.
- BONATTI E., HARRISON C.G.A., FISHER D.E., HONNOREZ J., SCHILLING J.-G., STIPP J.J., ZENTILI M. (1977), *Eastern volcanic chain (Southeast Pacific): A mantle hot line*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 17, pp. 2457–2478.
- BOUGAULT H. (1977), *Evidence de la cristallisation fractionnée au niveau d'une ride medio-océanique: Co, Ni, Cr, Famous, Leg 37 du DSDP*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XIX, no. 6, pp. 1207–1212.
- BOUGAULT H., HEKINIAN R. (1974), *Rift valley in the Atlantic Ocean near 36°50' N: Petrology and geochemistry of basaltic rocks*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 24, no. 2, pp. 249–261.
- BRYAN W.B. (1972), *Mineralogical studies of submarine basalts*, Carnegie Inst. Washington Year book, v. 71, pp. 396–403.
- BRYAN W.B., THOMSON G., FREY F.A., DICKEY J.S. (1976), *Inferred settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4285–4304.
- BRYAN W.B., MOORE J.G. (1977), *Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 36°49' N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 556–570.
- BRYAN W.B., THOMSON G., MICHAEL P.J. (1979), *Compositional variation in a steady-state zoned magma chamber: Mid-Atlantic, Ridge at 36°50' N*, Tectonophysics, v. 55, no. 1–2, pp. 63–86.
- BYRLY G.R., MELSON W.G., VOGT P.R. (1976), *Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading centre*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 30, no. 2, pp. 215–221.
- CANN J.T. (1974), *A model for oceanic crustal structure developed*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 39, no. 2, pp. 169–187.
- CLAGUE D.A., BUNCH T.E. (1976), *Formation of ferrobalt at East Pacific mid-ocean spreading centres*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4247–4256.
- DEWEY J.F., KIDD W.S.F. (1877), *Geometry of plate accretion*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88 no. 7, pp. 960–968.
- DUNCAN R.A., GREEN D.H. (1980), *Role of multistage melting in the formation of oceanic crust*, Geology, v. 8, pp. 22–26.
- ELLWOOD B.B. (1975), *Analysis of emplacement in basalts from Deep-sea drilling Project holes 319 A and 321 using anisotropy of magnetic susceptibility*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 35, pp. 4805–4808.
- ELLWOOD B.B., WATKINS N.D. (1976), *Comparison of observed intrusive to extrusive ratios in Iceland and the Troodos massiv with results of experimental emplacement mode analysis of DSDP igneous rocks*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4152–4156.
- ENGEL C.G., FISCHER R.L., ENGEL A.E.J. (1965), *Igneous rocks of the Indian Ocean floor*, Science, v. 150, pp. 605–610.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. (1970), *Mafic and ultramafic rocks*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. I, pp. 465–518.
- ENGEL A.E.J., ITSON S.P., ENGEL C.G., STICKNEY D.M. (1974), *Crustal evolution and global tectonics: A petrogenic view*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 85, no. 6, pp. 843–858.
- FEHN U. (1978), *Qualitative models of spreading-center processes, including hydrothermal penetration: Discussion*, Tectonophysics, v. 44, no. 1–4, pp. 345–353.
- FORSYTHE D.W., PRESS F. (1971), *Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 32, pp. 7963–7979.
- FRANCHETEAU J., JUTEAU T., RANGAN C. (1979), *Basaltic pillars in collapsed lava-pools on the deep ocean floor*, Nature, v. 281, no. 5728, pp. 209–211.

- FREY F.A., BRYAN W.B., THOMSON G. (1974), *Atlantic Ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 35, pp. 5507–5527.
- GREEN D.H. (1973), *Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments*, Tectonophys., v. 17, no. 3, pp. 285–297.
- HART S.R. (1970), *Sea floor basalts*, Carnegie Inst. Washington., Year Book, v. 68, pp. 403–408.
- HEIRTZLER J.B., BRYAN W.B. (1975), *The floor of the Mid-Atlantic rift*, Scient. Amer., v. 233, no. 2, pp. 79–90.
- HEKINIAN R. (1975), *Rate of palagonitization and manganese coating on the basaltic rocks from the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°50' N*, Marine Geol., v. 19, no. 2, pp. 91–109.
- HEKINIAN R., MOORE J.G., BRYAN W.B. (1976), *Volcanic rocks and processes of the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 36°49' N*, Contrib. Mineral. Petrolog., v. 58, no. 1, pp. 83–110.
- ITO K. (1974), *Petrological models of the oceanic lithosphere: Geophysical and geochemical tests*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 21, no. 2, pp. 169–180.
- KAY R., HUBBARD N.J., GAST P.W. (1970), *Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 8, pp. 1585–1613.
- KAY R.W., HUBBARD N.J. (1978), *Trace elements on ocean ridge basalts*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 38, no. 1, pp. 95–116.
- MANHES G., DUPRÉ B., HAMELIN B., ALLÈGRE C.J. (1977), *Composition isotopique du plomb des roches basaltiques et hétérogénéités du manteau à diverses échelles*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XIX, no. 6, pp. 1189–1195.
- MAZZULLO L.J., BENICE A.E. (1976), *Abyssal tholeiites from DSDP Leg 34: The Nazca Plate*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4327–4351.
- MELSON W.G., JAROSEVICH E., CIFELLI R. (1967), *Alkali olivin basalt dragged near St. Paul's Rocks, Mid-Atlantic Ridge*, Nature, v. 215, pp. 381–382.
- MELSON W.G. et al. (1974), *Deep-Sea Drilling Project: Leg 37 – The volcanic layer*, Geotimes, v. 19, no. 12, pp. 16–18.
- MIYASHIRO A.I. (1975), *Volcanic rocks series and tectonic setting*, Ann. Rev. of Earth Planet. Sci., v. 3, pp. 251–269.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1970), *Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-ocean ridges*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 7, pp. 361–365.
- MOORE D.G. (1978), *Summary of Deep-Sea Drilling Project—Leg 59*, Univ. Calif. San Diego, Scripps Inst. Ocean. DSDP.
- MOORE D.G., WHITE S.M. (1977), *Scientific objectives and preliminary results of Deep-Sea Drilling Project—International phase of ocean drilling*, Offshore Techn. Confer., pp. 107–114.
- MOORE J.G. (1975), *Mechanism of formation of pillow-lava*, Amer. Scientist., v. 63, pp. 269–277.
- MOORE J.G., FLEMING H.S., PHILLIPS J.D. (1974), *Preliminary model for extrusion and rifting at the axis of the Mid-Atlantic Ridge*, Geology, v. 2, pp. 437–440.
- MOORE J.G., BRYAN W.B. (1975), *Compositional zoning in rift valley basalts at 36°50' N FAMOUS area*, Amer. Geophys. Union Trans. (EOS), v. 56, pp. 375.
- NORRIS R.A., JOHNSON R.H. (1969), *Submarine volcanic eruptions recently located in the Pacific by Sofar hydrophones*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 2, pp. 650–664.
- POEHLIS K.A. (1974), *Seismic refraction on the Mid-Atlantic Ridge at 37°N*, Journ. Geophys. Res., v. 79, pp. 3370–3373.
- QUINTINO J., MACHADO F. (1977), *Heat flow and the mid-Atlantic rift volcanism on San Miguel Island, Azores*, Tectonophys., v. 41, no. 1–3, pp. 173–179.
- RHODES J.M., DUNGAN M.A., BLANCHARD D.P., LONG P.E. (1979), *Magma mixing and mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilled near 22°N on the Mid-Atlantic Ridge*, Tectonophys., pp. 55, no. 1–2, pp. 35–62.
- SCHEIDEGGER K.F. (1973), *Temperature and compositions of magmas ascending along mid-ocean ridges*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 17, pp. 3340–3355.
- SCHREIBER E., FOX P.J. (1976), *Compressional wave velocities and mineralogy of fresh basalts from the FAMOUS area and the Oceanographer fracture zone and the texture of layer 2A of the oceanic crust*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4071–4078.
- VOGT P.R. (1974 a), *Volcano spacing, fractures, and thickness of the lithosphere*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 21, pp. 235–252.
- VOGT P.R. (1974 b), *Volcano height and plate thickness*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 23, pp. 337–348.

- VOGT P.R., SCHNEIDER E.D., JOHNSON G.L. (1969), *The crust and upper mantle beneath the sea*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. no. 13 (The earth's crust and upper mantle), pp. 556–617.
- VOGT P.R., BYRLY G.R. (1976), *Magnetic anomalies and basalt composition in the Juan de Fuca Gorda Rise area*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 33, no. 2, pp. 185–207.
- WHITEMARSH R.B. (1973), *Median valley refraction line, Mid-Atlantic Ridge at 37°N*, Nature, v. 297, pp. 297–299.
- WHITE W.M., BRYAN W.B. (1977), *Sr-isotope, K, Rb, Cs, Sr, Ba, and rare-earth geochemistry of basalts from the FAMOUS area*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 571–576.
- WYLLIE P.J. (1973), *Experimental petrology and global tectonics—A review*, Tectonophys., v. 17, no. 3, pp. 189–210.
- YODER R.S. jr. (1971), *Petrologic implications of plate tectonics*, Science, v. 173, no. 3995, pp. 464–466.

Rocile intrusive

- AUMENTO F., LOUBAT H. (1971), *The Mid-Atlantic Ridge near 45°N, 16 serpentized ultramafic intrusions*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 8, pp. 631–663.
- BONATTI E. (1968), *Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge*, Nature, v. 219, pp. 363–364.
- BONATTI E., HONNOREZ J., FERRARA (1970), *Equatorial Mid-Atlantic Ridge: Petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 9, no. 3, pp. 247–256.
- BONATTI E., HONNOREZ J., FERRARA G. (1971), *Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge*, Phil. Trans. Royal Soc., London, ser. A, v. 268, pp. 385–402.
- BONATTI E., EMILIANI C., FERRARA G., HONNOREZ J., RYDELL H. (1974), *Ultramafic-carbonat breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge*, Marine Geol., v. 16, no. 2, pp. 83–102.
- ENGEL C.G., FISHER R.L. (1969), *Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalt dragged from the Mid-Indian Ocean Ridge*, Science, v. 166, no. 3909, pp. 1136–1141.
- HEKINIAN R., AUMENTO F. (1973), *Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53°N in the Atlantic Ocean*, Marine Geol., v. 14, no. 1, pp. 47–72.
- HODGES F.N., PAPIKE J.J. (1976), *DSDP Site 334: Magmatic cumulates from oceanic layer 3*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4135–4151.
- HONNOREZ J., BONATTI E. (1970), *Nephelline gabbro from the Mid-Atlantic Ridge*, Nature, v. 228, no. 5274, pp. 850–852.
- KUNO H. (1969), *Mafic and ultramafic inclusions in basaltic rocks and the nature of the upper mantle*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 13 (The Earth's crust and upper mantle), pp. 507–513.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1970), *Crystallization and differentiation in the abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 7, no. 4, pp. 361–365.
- PRINZ M., KEIL K., GREEN J.A., REID A.M., BONATTI E., HONNOREZ J. (1976), *Ultramafic and mafic dragged samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4083–4103.
- QUON S.H., EHILERS E.G. (1963), *Rocks of the northern part of the Mid-Atlantic Ridge*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 74, no. 1, pp. 1–7.
- THAYER T.P. (1969), *Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 80, no. 10, pp. 1515–1522.
- THOMSON G. (1973), *Trace elements distributions in fractionated oceanic rocks. 2. Gabbros and related rocks*, Chem. Geol., v. 12, no. 2, pp. 99–111.
- UDINTSEV G.B., DIMITRIEV L.V. (1970), *Ultrabasic rocks*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. I, pp. 521–573.
- WALKER B.M., VOGEL T.A., EHRLICH R. (1972), *Petrogenesis of oceanic granites from the Aves ridge in the Caribbean basin*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 15, no. 2, pp. 133–139.

Ophiolite

- BROOKFIELD M.E. (1977), *The emplacement of giant ophiolite nappes. I. Mesozoic-Cenozoic examples*, Tectonophys., v. 37, no. 4, pp. 247–304.

- CHURCH W.R. (1972), *Ophiolite: Its definition, origin as oceanic crust and mode of emplacement in orogenic belts, with special reference to the Appalachians*, Canada Dept. Energy, Mines and Resources, Earth Physics Br. Pub., 42, pp. 71–85.
- CHURCH W.R., RICCIO L. (1974), *The sheeted dyke layer of the Betts Cove Ophiolite Complex does not represent spreading*, Discussion, Canad. Journ. Earth Sci., v. 11, pp. 1149–1502.
- CHURCH W.R., COISH R.A. (1976), *Oceanic versus island arc origin of ophiolites*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 31, no. 1, pp. 8–14.
- COLEMAN R.G. (1971), *Plate tectonics emplacement of upper mantle peridotites along continental edges*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 6, pp. 1212–1222.
- COLEMAN R.G. (1976), *Emplacement and metamorphism of ophiolites*, Ofioliti, v. 2, no. 1, pp. 41–73.
- DEWEY J.R. (1976), *Ophiolite obduction*, Tectonophys., v. 21, no. 1/2, pp. 93–120.
- DEWEY J.F., BIRD J.M. (1971), *Origin and emplacement of the ophiolitic suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 14, pp. 3179–3206.
- GASS I.G., SMEWING J.D. (1973), *Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos Massif, Cyprus*, Nature, v. 242, pp. 26–29.
- GREENBAUM D. (1972), *Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif Cyprus*, Nature v. 238 pp. 13–21.
- HUTCHINSON C.S. (1975), *Ophiolite in Southeast Asia*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 86, no. 5, pp. 797–806.
- JACKSON E.D., GREEN H.W., MOORES E.M. (1975), *The Vourinos ophiolite, Greece: Cycladic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 86, pp. 390–398.
- KAY D.E. (1971), *Thrust sheets and gravity slides of western Newfoundland*, Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem., 12 (North Atlantic, Geology and continental drift), pp. 665–699.
- KIDD R.W.G., CANN J.R. (1974), *Chilling statistics indicate an ocean-floorspreading origin for the Troodos Complex, Cyprus*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 24, no. 1, pp. 151–155.
- MAXWELL J.C. (1969), *„Alpine“ mafic and ultramafic rocks – The ophiolite suite*, Tectonophys., v. 7, no. 5–6, pp. 489–494.
- MAXWELL J.C. (1973), *Ophiolites – Old oceanic crust or internal diapirs?*, „Ophiolites in the earth crust“, Moscow Symp., 18 p.
- MIYASHIRO A. (1975), *Classification, characteristics, and origin of ophiolites*, Journ. Geol., v. 83, no. 2, pp. 249–281.
- MOORES E.M. (1969), *Petrology and structure of the Vourinos ophiolite complex of northern Greece*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 118, 74 p.
- MOORES E.M. (1973), *Plate tectonics significance of alpine peridotite types*, in D.N. Tarling, S.K. Runcorn (edit.): „Implications of continental drift to earth sciences“, v. 2, pp. 963–975.
- MOORES E.M., VINE J.F. (1971), *The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust. Evaluation and implications*, Phil. Trans., Royal Soc. London, Ser. A, v. 268, pp. 443–466.
- MOORES E.M., JACKSON E.D. (1974), *Ophiolites and oceanic crust*, Nature, v. 250, pp. 136–138.
- NORMAN R.E., STRONG D.F. (1975), *The geology and geochemistry of ophiolitic rocks exposed at Mings Bight, Newfoundland*, Canadian Journ. Earth Sci., v. 12, pp. 777–797.
- UPADHUAY H.D., DEWEY J.F., NEALE E.R.W. (1971), *The Betts Cove ophiolitic complexes, Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle*, Canad. Geol. Assoc. Proc., v. 24, pp. 27–34.
- WILLIAMS H., MALPAS J. (1972), *Sheeted dyke rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands, western Newfoundland*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 9, pp. 1216–1229.

Metamorfismul în zonele de expansiune

- AUMENTO F., LOUBAT H. (1971), *The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. XVI – Serpentinized ultramafic intrusions*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 8, pp. 631–663.
- BONATTI E. (1976), *Serpentinite intrusions in the oceanic crust*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 33, no. 1.
- BONATTI E., HONNOREZ J., FERRARA G. (1970), *Equatorial Mid-Atlantic Ridge: Petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpine-type assemblage*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 9, no. 3, pp. 247–256.
- BONATTI E., HONNOREZ J., FERRARA G. (1971), *Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge*, Phil. Trans. Royal Soc., London, ser. A, v. 268, pp. 385–402.

- BONATTI E., HONNOREZ J., GARTNER S. (1973), *Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge*, Journ. Sedim. Petrology, v. 43, pp. 728–735.
- BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P., RADICATI F. (1975), *Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N; Contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley*, Journ. Geol., v. 83, no. 1, pp. 61–78.
- BOWIN C.O., NALWALK A.J., HERSEY J.B. (1966), *Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico Trench*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 77, no. 1, pp. 257–270.
- CANN J.R., FUNNEL B. (1967), *Palmer Ridge: A section through the upper part of the ocean crust?*, Nature, v. 218, no. 5067, pp. 661–664.
- CHASE R.L., HERSEY J.B. (1968), *Geology of the north slope of the Puerto Rico Trench*, Deep-Sea Res., v. 15, no. 2, pp. 297–317.
- CHRISTENSEN N.I. (1970), *Possible greenschist facies metamorphism of the oceanic crust*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 4, pp. 905–908.
- CHRISTENSEN N.I. (1972), *The abundance of serpentinite in the oceanic crust*, Journ. Geol., v. 80, no. 6, pp. 709–719.
- HEKINIAN R. (1968), *Rocks from the mid-oceanic ridge in the Indian Ocean*, Deep-Sea Res., v. 15, no. 2, pp. 195–213.
- HONNOREZ J., KIRST P. (1975), *Petrology of rodingites from the Equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance*, Contr. Mineral. Petrol., v. 49, no. 3, pp. 233–257.
- JEHL V., POTY B., WEISBROD A. (1978), *Hydrothermal metamorphism of the oceanic crust in North Atlantic Ocean*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XIX, no. 6, pp. 1213–1221.
- MELSON W.G., VAN ANDEL T.H. (1966), *Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude*, Marine Geol., v. 4, no. 3, pp. 165–186.
- MELSON W., BOWEN V., VAN ANDEL T.H., SIEVER R. (1966), *Greenstone from the central valley of the Mid-Atlantic Ridge*, Nature, v. 209, no. 5023, pp. 604–605.
- MELSON W.G., THOMSON G., VAN ANDEL T.H. (1968), *Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 18, pp. 5925–5941.
- MELSON W.G., THOMSON G. (1970), *Layered basic complex in oceanic crust, Romanche fracture, equatorial Atlantic Ocean*, Science, v. 168, pp. 817–820.
- MELSON W.G., THOMSON G. (1971), *Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments*, Phil. Trans. Royal Soc., London, ser. A, v. 268, pp. 423–441.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1969), *Composition and origin of serpentinite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude*, Contr. Miner. Petrol., v. 23, no. 2, pp. 117–127.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1971), *Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N*, Phil. Trans. Royal Soc., London, ser. A, v. 269, pp. 589–603.
- NICHOLLS G.D., NALWALK A.J., HAYS E.E. (1964), *The nature and composition of rock samples dragged from the Mid-Atlantic Ridge between 22°N and 52°N*, Marine Geol., v. 1, no. 4, pp. 333–343.
- PLOSHKO V.V., BOGDANOV Y.A., KNYAZEVA D.N. (1970), *Gabbro-amphibolite from the abyssal Romanche Trench, Atlantic region (abs)*, Doklady Akad. Nauk S.S.S.R., v. 192, pp. 615–618.
- QUON S.H., EHILERS E.G. (1963), *Rocks of the northern part of the Mid-Atlantic Ridge*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 74, no. 1, pp. 1–7.
- THOMSON G., MELSON W.G. (1972), *The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic ocean: Evidence of a new kind of sea-floor spreading*, Journ. Geol., v. 80, no. 5, pp. 625–638.
- VUAGNAT M. (1967), *Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites*, Rendiconti della Soc. Mineral. Ital., an. XXIII, pp. 472–482.

Circulația hidrotermală în zonele de expansiune

- ANDERSON R.N., LANGSETH M.G., SCLATER J.G. (1977), *The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian Ocean*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 23, pp. 3391–3409.
- ARHENIUS G.S., BONATTI E. (1965), *Neptunism and volcanism in the ocean*, in M. Sears (edit.): „Progress in oceanography”, v. 3, pp. 7–22.
- BODVARSSON G., LOWELL R.P. (1972), *Ocean-floor heat flow and the circulation of interstitial water*, Journ. Geophys. Res., v. 77, pp. 4472–4475.
- BONATTI E., JOENSUU O. (1966), *Deep-sea iron deposits from the South Pacific*, Science, v. 154, pp. 643–645.

- BOSTROM K., PETERSON M.N.A. (1966), *Precipitates from hydrothermal exhalations on the Pacific Rise*, Econ. Geol., v. 61, no. 9, pp. 1258—1265.
- CRANE K. (1979), *Hydrothermal stress drops and convective patterns at three mid-ocean spreading centres*, Tectonophys., v. 55, no. 1—2, pp. 215—238.
- CRANE K., NORMARK R. (1977), *Hydrothermal activity and crestal structure of the East Pacific Rise at 21°N*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 33, pp. 5336—5348.
- DETRICK R.S., WILLIAMS D.L., MUDDIE J.D., SCLATER J.G. (1974), *The Galapagos spreading center: Bottom water temperatures and the significance of geothermal heating*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 38, no. 5, pp. 627—637.
- DAVIS E.E., LISTER C.R.B. (1977), *Heat flow measured over the Juan de Fuca Ridge: Evidence for widespread hydrothermal circulation in a highly heat transportive crust*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 30, pp. 4845—4860.
- ELDER J.W. (1965), *Physical processes in geothermal areas*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., v. 8 (Terrestrial heat flow), pp. 211—239.
- FEHN U., CATHLESS L.M. (1979), *Hydrothermal convection at slow-spreading mid-ocean ridges*, Tectonophys., v. 55, no. 1—2, pp. 239—310.
- HAJASH A. (1975), *Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: An experimental investigation*, Contr. Miner. Petr., v. 53, no. 3, pp. 205—226.
- HART R.A. (1973), *Geochemical and geophysical implications of the reaction between seawater and the oceanic crust*, Nature, v. 243, pp. 76—78.
- HYNDMAN R.D., Von HERZEN R.P., ERICKSON A.J., JOLIVET J. (1976), *Heat flow measurement in deep crustal holes on the Mid-Atlantic Ridge*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4053—4060.
- LISTER C.R.B. (1974), *Percolation in the oceanic crust?*, Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), v. 55, no. 8, pp. 740—742.
- LISTER C.R.B. (1976), *On the penetration of water into hot rocks*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 39, no. 4, pp. 465—509.
- LISTER C.R.B. (1977), *Qualitative models of spreading-center processes, including hydrothermal penetration*, Tectonophys., v. 37, no. 1—3, pp. 203—218.
- LOWELL R.P. (1975), *Circulation in fractures, hot springs, and convective heat transport on mid-ocean ridge crests*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 40, no. 3, pp. 351—365.
- PALMESON G. (1967), *On heat flow in Iceland in relation to Mid-Atlantic Ridge*, Soc.Sci. Island, Reykjavik, Publ. 38, pp. 111—127.
- RIBANDO R.J., TORRANCE K.E., TURCOTTE D.L. (1976), *Numerical models for hydrothermal circulation in the oceanic crust*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 17, pp. 3007—3012.
- SCLATER J.C., CROWE J. (1976), *On the reliability of oceanic heat flow averages*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 17, pp. 2997—3006.
- STERN C., de WIT M.J., LAWRENCE J.R. (1976), *Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implications for the ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 23, pp. 4370—4380.
- STERN C., ELTHON D. (1979), *Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for oceanfloor metamorphism*, Tectonophys., v. 55, no. 1—2, pp. 179—214.
- WILLIAMS D.L., Von HERZEN R.P., SCLATER L.G., ANDERSON R.H. (1974), *The Galapagos spreading center: Lithospheric cooling and hydrothermal circulation*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 38, no. 3, pp. 587—608.
- WOLERY T.J., SLEEP N.H. (1976), *Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges*, Journ. Geol., v. 84, no. 3, pp. 249—275.

Procese sedimentare în zonele de expansiune

- BERGER W.H., Von RED U. (1972), *Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean*, Init. Rep. DSDP, v. 14, pp. 787—954.
- BONATTI E., HONNOREZ J. (1971), *Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge*, Science, v. 174, no. 4016, pp. 1329—1331.
- EWING J., EWING M. (1967), *Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the ocean floor*, Science, v. 156, pp. 1590—1592.
- EWING M., HOUTZ R., EWING J. (1969), *South Pacific sediment distribution*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 10, pp. 2477—2493.
- EWING J.I., HOUTZ R.E., LUDWIG W.J. (1970), *Sediment distribution in the Coral Sea*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 11, pp. 1963—1972.

- EWING M., CARPANTER G., WINDISCH C., EWING J. (1973), *Sediment distribution in the oceans: The Atlantic*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, no. 1, pp. 71–88.
- GILLULY J. (1969), *Oceanic sediments volumes and continental drift*, Science, v. 166, no. 3908, pp. 992–994.
- HEEZEN B.C., MacGREGOR I.D., FOREMAN H.P., FORRISTAL G., HEKEL H., HESSE R., HOSKINS R.H., JONES E.J.W., KANEPS A., KRASHENINNIKOV V.A., OKADA H., RUEF M.H. (1973), *Diachronous deposits: A kinematic interpretation of the post-Jurassic sedimentary sequence on the Pacific Plate*, Nature, v. 241, no. 5348, pp. 25–32.
- HEIN J.R. (1973), *Deep-sea sediment source areas: Implications of variable rates of movement between California and the Pacific Plate*, Nature, v. 241, pp. 40–41.
- PASTOURET L., GOSLIN J. (1974), *Middle Cretaceous sediments from the eastern part of Walvis Ridge*, Nature, v. 248, pp. 495–496.
- PAUTOT G., LE PICHON X. (1973), *Résultats scientifiques du programme JOIDES*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XV, no. 5–6, pp. 403–425.
- RONA P.A. (1971), *Depth distribution in ocean basins and plate tectonics*, Nature, v. 231, no. 5299, pp. 179–180.
- RONA P.A. (1973), *Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading and eustasy inferred from the central North Atlantic*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, no. 9, pp. 2851–2872.
- WATKINS N.D., KENETT J.P. (1973), *Response of deep-sea sediments to changes in physical oceanography resulting from separation of Australia and Antarctica*, in D.H. Tarling, S.K. Runcorn (edit.): „Implications of Continental Drift to the Earth Sciences”, Academic Press, New York, v. 2, pp. 787–798.
- WHELAN J.K. (1977), *Amino acid in a surface sediment core of the Atlantic abyssal plain*, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 41, pp. 803–809.
- WINTERE E.L. (1973), *Sedimentary facies and plate motion of equatorial Pacific*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 57, no. 2, pp. 265–282.

Cinematica și dinamica zonelor de expansiune

- ANDERSON R.N., NOLTIMIER H.C. (1973), *A model for the horst and graben structure of mid-ocean ridge crests based upon spreading velocity and basalt delivery to the ocean crust*, Geophys. Journ., Royal Astron. Soc., v. 34, no. 2, pp. 137–147.
- AUMENTO F. (1967), *The Mid-Atlantic ridge near 45°*, Basalt from near the area of Confederation Peak, Canad. Journ. Earth Sci., v. 4, no. 1, pp. 1–21.
- BALLARD R.D., van ANDEL T.N. (1977), *Morphology and tectonics of the inner rift valley at 36°50' N on the Mid-Atlantic Ridge*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 507–530.
- BRYAN W.B., MOORE J.G. (1977), *Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic ridge rift valley near 36°49'N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 556–570.
- CANN J.R. (1968), *Geological processes at mid-ocean ridge crests*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 15, no. 3, pp. 331–341.
- DAIGNIERS M., COURTILOT V., BAYER R., TAPPONIER P. (1975), *A model for the evolution of the axial zone of mid-ocean ridges as suggested by Icelandic tectonics*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 26, pp. 222–232.
- DAVIS E.E., LISTER C.R.B. (1977), *Tectonic structures on the Juan de Fuca Ridge*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 2, pp. 346–363.
- DEFREYS K.S. (1970), *The axial valley. A steady state feature of the terrain*, in H. Johnson, B.L. Smith (edit.): „Megatectonics of continents and oceans”, Rutgers Univ. Press, New Brunswick, pp. 194–222.
- FLOWER M.F.J., ROBINSON P.T. (1981), *Basement drilling in the Western Atlantic Ocean. 2. A synthesis of construction processes at the Cretaceous ridge axis*, Journ. Geophys. Res., v. 86, no. B7, pp. 6299–6309.
- FRANCIS T.J.G. (1974), *A new interpretation of the 1968 Fernandina Caldera collapse and the implications for mid-oceanic ridges*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 39, no. 3, pp. 301–318.
- HALL J.M., RYALL P.J.C. (1976), *Palaeomagnetism of basement rocks, Leg 37, Initial report of DSDP*, v. 37.
- HARRISON C.G.A. (1974), *Tectonics of mid-ocean ridges*, Tectonophys., v. 22, no. 3–4, pp. 301–310.
- HARRISON C.G.A., STIELTJES L. (1977), *Faulting within the median valley*, Tectonophys., v. 38, no. 1–2, pp. 137–144.

- HESS H.H. (1962), *History of ocean basin*, in A.E.J. Engel, H.L. James, B.L. Leonard (edit.): „Petrological studies — A volume to honour A.F. Buddington”, Geol. Soc. Amer., pp. 599–620.
- KOIDE H., BHATTACHARJI S. (1974), *Mechanistic interpretation of rift valley formations*, Science, v. 189, pp. 791–793.
- LACHENBRUCH A.H. (1973), *A simple mechanical model for oceanic spreading centres*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 17, pp. 3395–3417.
- LACHENBRUCH A.H. (1976), *Dynamics of a passive spreading center*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 11, pp. 1883–1902.
- LAUGHTON A.S., SEARLE R.C., ROBERTS D.C. (1979), *The Reykjanes Ridge crest and the transition between its rifted and nonrifted regions*, Tectonophysics, v. 55, no. 1–2, pp. 173–178.
- LONGCAREVIC B.D., PARKER R.L. (1971), *The Mid-Atlantic Ridge near 45°N XVII: Magnetic anomalies and ocean floor spreading*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 8, pp. 883–898.
- LUYENDYK B.P., MACDONALD K.C. (1977), *Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley: Observations with a deep-towed instrument package*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 5, pp. 648–663.
- MACDONALD K.C. (1977), *Near bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near 37° lat. N*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, no. 4, pp. 541–555.
- MACDONALD K.C., ATWATER T.M. (1978), *Evolution of rifted ocean ridges*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 39, no. 3, pp. 319–327.
- MCGEORG B.A., RONA P.A. (1975), *Crest of the Mid-Atlantic Ridge at 26°N*, Journ. Geophys. Res., v. 80, pp. 3307–3320.
- OROWAN E. (1966), *The origin of the oceanic ridges*, Scient. Amer., v. 221, Nov. 1966, pp. 102–119.
- OSMASTON M.F. (1971), *Genesis of ocean ridge median valleys and continental rift valleys*, Tectonophysics, v. 11, no. 5, pp. 387–505.
- PHILLIPS W.J. (1975), *Discussion of the stress control of the formation of inclined sheet*, Journ. Geol. Soc., v. 131, part. V, pp. 533–535.
- PHILLIPS J.D., FLEMING H.S. (1975), *The Mid-Atlantic Ridge west of Azore, 35°39'N (abs.)*, EOS (Amer. Geophys. Union Trans.), v. 56, p. 374.
- PHILLIPS J.D., FLEMING H.S., FEDEN R., KING W.E., PERRY R. (1975), *Aeromagnetic study of the Mid-Atlantic Ridge near the Oceanographer Fracture zone*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 86, pp. 1348–1357.
- PIPER J.D.A., GIBSON I.L. (1972), *Stress control of geological processes at extensional plate margins*, Nature, Phys. Sci., v. 238, pp. 83–86.
- PIPER J.D.A. (1973), *The geology of constructive plate margins*, in D.H. Tarling, S.K. Runcorn (edit.): „Implications of Continental Drift to the Earth Sciences”, Ed. Academic Press, New York, v. 2, pp. 625–634.
- PITMAN W.C., TALWANI M. (1972), *Sea floor spreading in the North Atlantic*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, pp. 619–646.
- SLEEP N.H. (1969), *Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 2, pp. 542–549.
- SLEEP N.H., BIEHLER S. (1970), *Topography and tectonics at the intersections of fracture zones with central rifts*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 14, pp. 2748–2752.
- TAPPONNIER P., FRANCHETEAU J. (1978), *Necking of the lithosphere and the mechanism of slowly accreting plate boundaries*, Journ. Geophys. Res., v. 83, no. B 8, pp. 2955–3970.
- VAN ANDEL T.H., HEATH G.R. (1970), *Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge, 6°–8° south latitude*, Marine Geophys. Res., v. 1, no. 1, pp. 5–25.
- VAN ANDEL T.H. (1968), *The structure and development of rifted mid-oceanic rises*, Journ. Marine Res., v. 26, no. 2, pp. 144–161.
- VOGT P.R., OSTENSO N.A. (1967), *Steady-state crustal spreading*, Nature, v. 215, pp. 810–817.
- VOGT P.R., SCHNEIDER E.D., JOHNSON G.L. (1969), *The crust and upper mantle beneath the sea*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 13 (The Earth's crust and upper mantle), pp. 556–617.

Cap. 5. PROCESELE LEGATE DE ZONELE DE SUBDUCȚIE

Geografia și morfologia zonelor de subducție

- DICKINSON W.R. (1973), *Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 17, pp. 3376–3389.
- DICKINSON W.R. (1974 a), *Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs*, SEPM Spec. Publ. no. 19, pp. 230–239.
- DICKINSON W.R. (1974 b), *Plate tectonics and sedimentation*, SEPM Spec. Publ., no. 22 pp. 1–27.
- DICKINSON W.R. (1976), *Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in western North-America*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 13, pp. 1268–1287.
- DICKINSON W.R. (1977), *Tectono-stratigraphic evolution of subduction-controlled sedimentary assemblages*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union. pp. 33–40.
- DICKINSON W.R., SEELY D.R. (1977), *Forearc stratigraphy structure*, Offshore Techn. Confer., pp. 101–104.
- EWING M., HEEZEN B.C. (1955), *Puerto Rico Trench topographical and geophysical data*, Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, no. 62, pp. 255–267.
- FRANK F.C. (1968), *Curvature of island arcs*, Nature, v. 220, p. 363.
- FISHER R.L., HESS H.H. (1966), *Trenches*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 411–472.
- GUNN R. (1974), *Quantitative aspects of juxtaposed ocean deeps, mountain chains and volcanic ranges*, Geophysics, v. 12, no. 3, pp. 238–255.
- HAMILTON W. (1970), *Tectonic map of Indonesia, a Progress Report*, U.S. Geol. Survey, Denver.
- HAMILTON W. (1974), *Tectonics of the Indonesia region*, Geol. Soc. Malaysia Bull., v. 6, no. 1, pp. 3–10.
- HAMILTON W. (1977), *Subduction in the Indonesian region*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union. pp. 15–31.
- HANKS T.G. (1971), *The Kurile Trench – Hokkaido rise system: Large shallow earthquakes and simple models of deformation*, Geophys., Journ., Royal Astr. Soc., v. 23, no. 1, pp. 173–189.
- HAYES D.E., EWING M. (1970), *Pacific boundary structure*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. II, pp. 29–72.
- KARIG D.E. (1970), *Kermadec Arc-New Zealand tectonic confluence*, New Zealand Journ. Geol., Geophys., v. 13, no. 1, pp. 21–29.
- KARIG D.E. (1972), *Remnant arcs*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, no. 4, pp. 1057–1058.
- KARIG D.E., SHARMAN G.E. (1975), *Subduction and accretion in trenches*, Geol. Soc. Amer. Bull., KARIG D.E., CALDEWELL J.G., PARMENTIER E.M. (1976), *Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 35, pp. 6281–6291.
- JISCHKE M.C. (1975), *On the dynamics of the descending lithospheric plates and slip zones*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 1, pp. 4809–4814.
- LLIBOUTRY L. (1969), *Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point*, Journ. Geophys. Res., v. 74, no. 27, pp. 6525–6540.
- PARSONS B., MOLNAR P. (1977), *The origin of outer topographic rises associated with trenches*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 45, pp. 707–712.
- RAMBERG H., STEPHANSSON O. (1964), *Compression of floating elastic viscous plates affected by gravity: A basis for discussing crustal buckling*, Tectonophys., v. 1, no. 1, pp. 101–120.
- SEELY D.R., VAIL P.R., WALTON G.G. (1974), *Trench slope model*, in C.A. Burk, C.L. Drake: "The geology of continental margins", Ed. Springer, New York, pp. 249–260.
- SUGIMURA A., UYEDA S. (1973), *Island arcs. Japan and its environs*, Ed. Elsevier, Amsterdam.
- TOKSÖZ N. (1975), *The subduction of the lithosphere*, Scientific American, v. 233, no. 5, pp. 89–98.
- UDINTSEV G.B. (1959), *Relief of abyssal trenches in the Pacific Ocean (abstr.)*, Intern. Oceanogr. Congr. Preprints, Amer. Assoc. Adv. Sci., Washington.
- Van BEMMELEN R.W. (1949), *The geology of Indonesia (vol. 1)*, Staatsdrukkerij Nijhoff, The Hague.
- VENING MEINESZ F.A. (1955), *The plastic buckling of the earth's crust: The origins of geosynclines*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 62, pp. 319–330.
- VOGT P.R., LOWRIE A., BRACEY D.R., HEY R.N. (1976), *Subduction of aseismic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 172.
- WALCOTT R.I. (1970), *Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 20, pp. 3941–3954.
- WEEKS L.A., HARBISON R.N., PETER G. (1967), *Island arc system in Adaman Sea*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 51, pp. 1803–1815.

- WORZELL J.L., RWING M. (1954), *Gravity anomalies and structure of the West Indies*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, no. 1, pp. 195–200.
- WORZEL J.L., SHURBET G.L. (1955), *Gravity interpretation from standard oceanic and continental crustal sections*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, pp. 87–100.

Regimul termic

- GRIGGS D.T. (1972), *The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes*, in E.C. Robertson: "The nature of the solid earth", Ed. McGraw-Hill, New York.
- HASEBE K., FUJII N., UYEDA S. (1970), *Thermal processes under island arcs*, Tectonophys., v. 10, no. 1–3, pp. 335–355.
- HSUI A., TOKSÖZ M.N. (1979), *The evolution of thermal structures beneath a subduction zone*, Tectonophys., v. 60, no. 1–2, pp. 43–60.
- KUSHIRO I., SYONO Y., AKIMOTO S. (1967), *Stability of phlogopite at high pressure and possible presence of phlogopite in the earth's upper mantle*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 3, no. 1, pp. 197–203.
- LUBIMOVA E.A., NIKITINA V.N. (1978), *Thermal model of arcs and ridges – A "source-span-skin" model*, Tectonophys., v. 45, no. 4, pp. 341–362.
- McKENZIE D.P. (1967), *Some remarks on heat-flow and gravity anomalies*, Journ. Geophys. Res., v. 72, no. 24, pp. 6261–6273.
- McKENZIE D.P. (1969), *Speculations on the consequences and causes of plate motions*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 18, no. 1, pp. 1–32.
- McKENZIE D.P. (1970), *Temperature and potential temperature beneath island arcs*, Tectonophys., v. 10, no. 1–3, pp. 357–366.
- McKENZIE D.P., SCLATER J.G. (1968), *Heat flow inside the island arcs arcs of the north-western Pacific*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 10, pp. 3173–3179.
- MINEAR J.H., TOKSÖZ M.N. (1970), *Thermal regime of a downgoing slab and the new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., vol. 75, no. 8, pp. 1397–1419.
- MINEAR J.W., TOKSÖZ M.N. (1970 b), *Thermal regime of a downgoing slab*, Tectonophys., v. 10, no. 1–3, pp. 367–390.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1970), *Thermal structure of island arcs*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 6, pp. 1665–1688.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1976), *The physico-chemical behaviour of the descending lithosphere*, Tectonophys., v. 32, no. 1–2, pp. 107–128^a.
- SYDORA L.J., JONES F.W., LAMBERT R. St. J. (1978), *The thermal regime of the descending lithosphere: The effect of varying angle and rate of subduction*, Canad. Journ. Earth Sci., v. 15, no. 4, pp. 626–641.
- SYDORA L.J., JONES F.W., LAMBERT R. St. J. (1980), *Model calculations of the thermal fields of subducting lithospheric slabs and partial melting*, Tectonophys., v. 62, no. 3–4, pp. 233–250.
- TOKSÖZ M.N., MINEAR J.W., JULIAN B.R. (1971), *Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 5, pp. 1133–1138.
- TOKSÖZ M.N., BIRD P. (1977), *Modelling of temperatures in continental convergence zones*, Tectonophys., v. 41, no. 1–3, pp. 181–193.
- UYEDA S., HORAI K. (1964), *Terrestrial heat flow in Japan*, Journ. Geophys. Res., v. 69, no. 10, pp. 2121–2141.

Gravitarea în zonele de subducție

- EWING M., WORZEL J.L., SHURBET G.L. (1957), *Gravity observations at sea in U.S. submarines Barracuda, Tusk, Congor, Argonaut and Medregal*, Verh. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouw. Gencot. Geol. Ser., v. 18, pp. 49–115.
- GAINANOV A.G. et al. (1958), *The crust and upper mantle in the transition zone from the Pacific Ocean to the Asiatic continent*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 12 (The crust and upper mantle of the Pacific area), pp. 367–378.
- HATHERTON T. (1959), *Gravity and seismicity of symmetric active regions*, Nature, v. 221, pp. 353–355.
- HATHERTON T. (1970), *Gravity, seismicity and tectonics of the North Island, New Zealand*, Journ. Geol. Geophys., v. 13, no. 1, pp. 126–144.
- HATHERTON T. (1974), *Active continental margins and island arcs*, în C.A. Burk și C.L. Drake: "The geology of continental margins", Ed. Springer, New York, pp. 93–103.

- HEISKANEN W.A. (1945), *The gravity anomalies on the Japanese Islands and in the waters east of them*, Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A. III, Geol. Geogr., v. 8, pp. 3–22.
- KUENEN PH. D. (1936), *The negative isostatic anomalies in the East Indies (with experiments)*, Leidische Geol. Mededel., v. 6, pp. 169–214.
- PETER G., ELVER D., YELLIN M. (1965), *Geological structure of the Aleutian trench southwest of Kodiak Island*, Journ. Geophys. Res., v. 70, no. 2,
- TALWANI M., SUTTON G.M., WORZEL J.L. (1959), *A crustal section across the Puerto Rico trench*, Journ. Geophys. Res., v. 64, no. 10, pp. 1545–1555.
- TALWANI M., WORZEL J.L., EWING M. (1961), *Gravity anomalies and crustal section across the Tonga trench*, Journ. Geophys. Res., v. 66, no. 4, pp. 1265–1278.
- UMBROVE J.H.F. (1947), *The pulse of the earth*, Ed. Nijhoff, Haga.
- VENING MEINESZ F.A. (1964), *The earth's crust and mantle*, Ed. Elsevier, Amsterdam.
- WORZEL J.L. (1965), *Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges*, in Whittard, Bradshaw (edit.): "Submarine Geology and geophysics", Ed. Butterworths, London, pp. 335–361.
- WORZEL J.L., EWING M. (1954), *Gravity anomalies and structure of the West Indies*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, no. 1, pp. 195–200.
- WORZEL J.L., SHURBET G.I. (1955), *Gravity interpretation from standard and continental sections*, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 62, pp. 87–100.

Activitatea seismică în zonele de subducție

- BARAZANGI M., ISACKS B. (1971), *Lateral variations of seismic wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga island arc: Deep anomaly in the upper mantle*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 35, pp. 8493–8516.
- BARAZANGI M., ISACKS B.I. (1976), *Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America*, Geology, v. 4.
- BENIOFF H. (1949), *The fault origin of oceanic deeps*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, no. 12, part. I, pp. 1837–1866.
- BENIOFF H. (1954), *Orogenesis and deep crustal structure. Additional evidence from seismology*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 65, no. 5, pp. 385–400.
- BENIOFF H. (1955), *Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity*, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 62, pp. 61–73.
- DAVIES D., MCKENZIE D.P. (1969), *Seismic travel-time residual and plates*, Journ. Geophys., Royal Astr. Soc., v. 18, no. 1, pp. 51–63.
- FEDOTOV N.L. (1969), *On deep structure, properties of the upper mantle and volcanism of the Kurile-Kamchatka Island Arc according to seismic data*, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., no. 12 (The crust and upper mantle of the Pacific area), pp. 131–139.
- GUTENBERG B., RICHTER C.F. (1954), *The seismicity of the earth*, Princeton Univ. Press.
- HESEGAWA A., UMINGO N., TAKAGI A., SUZUKI Z. (1979), *Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu (Japan)*, Tectonophysics, v. 57, no. 1, pp. 1–6.
- HONDA H., MASATSUKA A., ICHIKAWA M. (1967), *On the mechanism of earthquakes and the stress producing them in Japan and vicinity*, Geophys. Mag. Japan. Meteorolog. Agency, v. 33, pp. 271–279.
- ISACKS B., OLIVER J., SYKES L.R. (1968), *Seismology and the new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 18, pp. 5855–5899.
- ISACKS B., MOLNAR P. (1969), *Mantle earthquake mechanisms and sinking of the lithosphere*, Nature, v. 223, pp. 1121–1124.
- ISACKS B., MOLNAR P. (1971), *Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes*, Rev. Geophys. Space Phys., v. 9, no. 1, pp. 103–174.
- KANAMORI H. (1968), *Travel times to Japanese stations from longshot and their geophysical implications*, Bull. Earthquake Res. Inst., v. 46, pp. 841–859.
- KATSUMATA M. (1960), *The effect of seismic zones upon transmission of seismic waves*, Quart. Journ. Seismol., v. 25, no. 1, pp. 89–95.
- MCKENZIE D.P. (1969), *The relation between fault plane solutions for earthquakes and the direction of the principal stresses*, Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 59, pp. 591–601.
- MITRONOVAS W., ISACKS B., SEEBER L. (1969), *Earthquakes locations and seismic wave propagation in the upper 250 km of the Tonga island arc*, Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 59, no. 3, pp. 1115–1135.

- MITRONOVAS W., ISACKS B., (1971), *Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga-Kermadec island arc*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 32, pp. 7154-7180.
- OLIVER J., ISACKS B. (1967), *Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 72, no. 16, pp. 4259-4275.
- OLIVER J., ISACKS B., BARANZAGI M., MITRONOVAS W. (1973), *Dynamics of the down-going lithosphere*, Tectonophysics, v. 19, no. 2,
- RIKITAKE T. (1976), *Recurrence of great earthquakes at subduction zones*, Tectonophysics, v. 35, no. 4, pp. 335-362.
- RIKITAKE T. (1977), *Probability of a great earthquake to recur off the Pacific coast of Central Japan*, Tectonophysics, v. 42, no. 1, pp. 43-52.
- SHOR C.G. (1962), *Seismic refraction studies off the coast of Alaska*, Seismol. Soc. Amer. Bull., v. 52.
- STAUDER W. (1968), *Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading*, Journ. Geophys. Res., v. 73, pp. 7693-7701.
- STAUDER W., MUALCHIN L. (1976), *Fault motion in large earthquakes of the Kurile-Kamchatka Arc and the Kurile-Hokkaido corner*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 2, pp. 297-308.
- SYKES L.R. (1966), *The seismicity and deep structure of island arcs*, Journ. Geophys. Res., v. 71, no. 12, pp. 2981-3006.
- SYKES L.R. (1971), *Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquakes prediction for Alaska and the Aleutians*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 32, pp. 8021-8041.
- TSUBOI C. (1965), *Time rate of earthquakes energy release in and around Japan*, Proc. Japan. Acad., v. 41, pp. 329-397.
- UTSU T. (1967), *Anomalies in seismic wave velocity attenuation associated with a deep earthquakes zone*, Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. VII, v. 3, pp. 1-25.
- WADATI K. (1935), *On the activity of deep-focus earthquakes in the Japan Island and neighbourhoods*, Geophys. Mag., v. 8, pp. 305-325.
- WYSS M. (1973), *The thickness of deep seismic zones*, Nature, v. 242, no. 5395, pp. 255-256.
- YOSHII T. (1979), *A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan*, Tectonophysics, v. 55, no. 3-4, pp. 349-360.

Magnetismul în zonele de subducție

- BEN-AVRAHAM Z., SEGAWA J., BOWIN C.O. (1972), *An extinct spreading center in the Philippine Sea*, Nature, v. 243, pp. 453-455.
- BULLARD E.C., MASON R.G. (1963), *The magnetic field over the oceans*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 3, pp. 175-217.
- CANDE S.C., LARSON R.L., LEBREQUE J.L. (1978), *Magnetic lineations in the Pacific Jurassic quiet zone*, Earth-Planet. Sci. Lett., v. 41, no. 4, pp. 434-440.
- COOPER A.K., MARLOW M.S., SCHOLL D.W. (1976), *Mesozoic magnetic lineations in The Bering Sea marginal basin*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 11, pp. 1916-1934.
- HAYES D.E., LUDWIG W.J. (1967), *The Manila trench and West Luzon trough II. Gravity and magnetic measurements*, Deep-Sea Res., v. 14, pp. 455-560.
- HILDE T.W.C., RAFF A.D. (1970), *Evidence of a plunging crust beneath the seaward slope of the Japan trench from seismic reflection and magnetic data (abstract)*, Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), v. 51, no. 4, p. 330.
- LARSON R.L., CHASE C.G. (1972), *Late Mesozoic evolution of the western Pacific*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 11, pp. 3645-3662.
- LAWVER L.A., HAWKINS J.W. (1978), *Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: Their possible tectonic and petrological significance*, Tectonophysics, v. 45, no. 4, pp. 323-339.
- LUYENDYK B., MACDONALD K., BRYAN W. (1973), *Rifting history of the Woodlark Basin in the southwest Pacific*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, pp. 1125-1134.
- MALAHOFF A., ERICKSON B.H. (1969), *Gravity anomalies over the Aleutian trench*, Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), v. 50, no. 10, pp. 552-555.
- PETER G., ERICKSON B.H., GRIM P.J. (1970), *Magnetic structure of the Aleutian trench and north-east Pacific basin*, The Sea, Ed. Wiley, New York, v. 4, part. II, pp. 191-222.
- SCLATER J.G., HAWKINS J.W., MAMMERICKX J., CHASE C.G. (1972), *Crustal extension between the Tonga and Lau ridges: Petrological and geophysical evidence*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 2, pp. 505-518.
- TARNEY J., SAUNDERS A.D., WRAPER S.D. (1977), *Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 367-377.

- UYEDA S. (1974), *Northwest Pacific trench margins*, in C.A. Burk and C.L. Drake: "The geology of continental margins", Ed. Springer, New York, pp. 473—491.
- WATTS A.B., WEISSEL J.K., DAVEY F.J. (1977), *Tectonic evolution of the south Fiji marginal basin*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 419—427.
- WEISSEL J.K. (1977), *Evolution of the Lau Basin by the growth of small plates*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 429—436.

Magmatismul zonelor de subducție

- ACHARYA H. (1981), *Volcanism and seismic slip in subduction zones*, Journ. Geophys. Res., v. 86, no. B1, pp. 335—344.
- ALLEN J.C., MODRESKI P.J., MAYGOOD C., BOETTCHER A.L. (1972), *The role of water in the mantle of the earth: The stability of amphiboles and micas*, Proc. 24th Intern. Geol. Congr., Sec. 2, pp. 231—240.
- ANDERSON R.N., UYEDA S., MIYASHIRO A. (1976), *Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries. Part I. Dehydration in downgoing slabs*, Geophys., Journ., Royal Astr. Soc., v. 44, no. 2, pp. 337—357.
- ARCULUS R.J., CURRAN E.B. (1972), *The genesis of the calc-alkaline rock suite*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 15, no. 2, pp. 255—262.
- ARCULUS R.J., JOHNSON R.W. (1978), *Criticism of generalized models for the magmatic evolution of arc-trench system*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 39, no. 2, pp. 118—126.
- ARCULUS R.J. (1981), *Island arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle*, Tectonophys., v. 75, no. 1—2, pp. 113—133.
- ARMSTRONG R.L., COOPER J.A. (1971), (1971) *Lead isotopes in island arcs*, Bull. Volcanol., v. 35, pp. 27—63.
- BOETTCHER A.L. (1973), *Volcanism and orogenic belts — The origin of andesites*, Tectonophys., v. 17, no. 3, pp. 223—240.
- BOWEN N.L. (1928), *The evolution of the igneous rocks*, Princeton University Press.
- BROWN G.M., HOLLAND J.G., SIGURDSSON H., TOMBLIN J.F., ARCULUS R.J. (1977), *Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic arc*, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 41, no. 5, pp. 785—801.
- CABORN E.F. (1962), *Reaction series for subalkaline igneous rocks on different oxygen pressure conditions*, Amer. Mineral., v. 47, pp. 211—226.
- CABORN E.F. (1969), *The complementarity of orogenic andesite and alpine peridotite*, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 33, no. 3, pp. 307—324.
- CHURCH S.E. (1973), *Limits of sediment involvement in the genesis of orogenic volcanic rocks*, Contr. Mineral. Petrol., v. 30, no. 1, pp. 17—32.
- DICKINSON W.R. (1968), *Circum-Pacific andesite types*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 6, pp. 2261—2269.
- DICKINSON W.R. (1970), *Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics*, Geophys. Space Phys., v. 8, pp. 813—860.
- DICKINSON W.R. (1973), *Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 13, pp. 3376—3389.
- DICKINSON W.R., HATHERTON T. (1967), *Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific*, Science, v. 157, pp. 801—803.
- DOE B.R., LIPMAN P.W., HEDGE C.E. (1969), *Radiogenic tracers and the source of continental andesites: A beginning at the San Juan volcanic field*, Colorado, Oregon Dep. Geol. Mineral. Ind. Bull., v. 65, pp. 143—149.
- DUPUY C., DOSTAL J., VERNIERES J. (1977), *Genesis of volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point de view*, Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XIX, no. 6, pp. 1233—1243.
- EGGLER D.H., BURNHAM C.W. (1973), *Crystallization and fractionation trends in the system andesite—H₂O—CO₂—O₂ at pressure to 10 kb*, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 84, no. 8, pp. 2517—2532.
- FITTON J.G. (1971), *The generation of magmas in island arcs*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 11, no. 1, pp. 63—67.
- FYFE W.S. (1973), *The generation of batholiths*, Tectonophys., v. 17, no. 3, pp. 273—283.
- FYFE W.S., MCBIRNEY A.R. (1975), *Subduction and the structure of andesitic volcanic belts*, Amer. Journ. Sci., v. 275 A, pp. 285—197.
- GILL J.B. (1970), *Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc*, Contrib. Miner. Petrol., v. 27, no. 3, pp. 179—203.

- GREEN D.H. (1973), *Contrasted melting relations in pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridges stable crust and island arc environments*, *Tectonophys.*, v. 17, no. 3, pp. 285–297.
- GREEN T.H., RINGWOOD A.E. (1968), *Genesis of the calcalkaline igneous rock suite*, *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 18, no. 2, pp. 105–162.
- GRIFFITHS J.R. (1977), *Mesozoic-Early Cenozoic volcanism, plutonism and mineralization in southern British Columbia: A plate tectonics synthesis*, *Canad. Journ. Earth Sci.*, v. 14, pp. 1411–1424.
- GORSHKOV G.S. (1969), *Intraoceanic islands, East Pacific Ridge, island arcs: Volcanism and upper mantle*, *Tectonophys.*, v. 8, no. 3, pp. 213–221.
- HANUS V., VANEK J. (1978), *Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca Plate*, *Tectonophys.*, v. 44, no. 1–4, pp. 65–78.
- HATHERTON T., DICKINSON W.R. (1969), *The relationship between andesitic volcanism, and seismicity in Indonesia, Lesser Antilles and other island arcs*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 74, no. 29, pp. 7776–7783.
- HEDGE C.E., LEWIS J.F. (1971), *Isotopic composition of strontium in three basalt-andesite centre along the Lesser Antilles arc*, *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 32, no. 1, pp. 39–47.
- JAKES P. (1973), *Geochemistry of continental growth*, in D.H. Tarling, S.K. Runcorn (edit.): "Implications of continental drift to the earth sciences", v. 2, pp. 999–1009.
- JAKES P., WHITE A.J.R. (1969), *Structure of the Melanesian Arc and correlation with distribution of magma types*, *Tectonophys.*, v. 8, no. 3, pp. 223–236.
- JAKES P., GILL J.B. (1970), *Rare earth elements and the island arc tholeiitic series*, *Earth Planet Sci. Lett.*, v. 9, no. 1, pp. 17–28.
- JAKES P., WHITE A.J.R. (1972), *Major and trace element abundance in volcanic rocks of orogenic areas*, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, no. 1, pp. 29–40.
- JOHNSON R.W., MACKENZIE D.E., SMITH I.E.M. (1978), *Volcanic rock associations at convergent plate boundaries: Reappraisal of the concept using case histories from Papua New Guinea*, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 89, no. 1, pp. 96–106.
- KAY R.W. (1977), *Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", *Amer. Geophys. Unions*, pp. 229–243.
- KUNO H. (1959), *Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas*, *Bull. Volcanol.*, ser. 2, v. 20, pp. 121–145.
- KUNO H. (1968), *Differentiation of basalt magmas*, in A. Poldervaart: "Basalts", Ed. Interscience Publ., v. 2, pp. 623–688.
- KUSHIRO I. (1972), *Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures*, *Journ. Petrol.*, v. 13, pp. 311–334.
- KUSHIRO I. (1973), *Origin of some magmas in circum-oceanic regions*, *Tectonophys.*, v. 17, no. 3, pp. 211–222.
- LARSEN E.S., IRVING J., GONYER F.A. (1938), *Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado*, *Amer. Mineral.*, v. 23, pp. 417–429.
- LIPMAN P.W., PROTSKA H.J., CHRISTIANSEN R.L. (1972), *Cenozoic volcanism and plate-tectonics evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic*, *Phil. Trans. Royal Soc., London ser. A*, v. 271, pp. 217–248.
- MATSUDA Y., AOKI K.-T. (1978), *Two types of island arc tholeiites in Japan*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 39, no. 2, pp. 298–302.
- MIYASHIRO A. (1974), *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*, *Amer. Journ. Sci.*, v. 274, no. 4, pp. 321–355.
- MIYASHIRO A. (1975), *Volcanic rock series and tectonic setting*, *Earth Review*, v. 3, pp. 251–269.
- MYSEN B.C., BOETTCHER A.L. (1972), *Melting in a hydrous mantle: Phase relation in peridotite—H₂O—CO₂ systems*, *Progr. Ann. Meet. Geol. Soc. Amer.*, p. 608.
- MYSEN B.C., BOETTCHER A.L. (1975), *Melting of a hydrous mantle II*, *Journ. Petrol.*, v. 16, pp. 549–590.
- NICHOLLS I.A., RINGWOOD A.E. (1972), *Production of silica saturated tholeiitic magmas in island arcs*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 17, pp. 234–246.
- NICHOLLS I.A., RINGWOOD A.E. (1973), *Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment*, *Journ. Geol.*, v. 81, no. 2, pp. 285–300.
- NIELSON D.T., STOIBER R.E. (1973), *Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic plane*, *Journ. Geophys. Res.*, v. 78, no. 21, pp. 6887–6892.

- NINKOVICH D., DONN W.L. (1977), *Cenozoic explosive volcanism related to east and southeast Asian arcs*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 337–347.
- O'HARA M.J. (1965), *Primary magmas and the origin of basalts*, Scott. Journ. Geol., v. 1, no. 1, pp. 19–40.
- OSBORN E.F. (1962), *Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygene pressure conditions*, Amer. Mineral., v. 47, pp. 211–226.
- POLDERVAART A. (1955), *Chemistry of the earth's crust*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 62, pp. 119–144.
- RINGWOOD A.E. (1974), *The petrological evolution of island arc system*, Journ. Geol. Soc., v. 130, part., pp. 183–294.
- RINGWOOD A.E. (1977), *Petrogenesis in island arc system*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 311–324.
- RITTMANN A. (1953 a), *Determination of a serial index of volcanic rocks*, Bull. Volcanol., sér. 2, v. 14, pp. 41–42.
- RITTMANN A. (1953 b), *Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes*, Bull. Volcanol., sér. 2, v. 14, pp. 45–58.
- RITTMANN A. (1958), *Determination of a serial index of volcanic rocks*, Bull. Volcanol., Sér. 2, v. 19, pp. 41–42.
- RITTMANN A. (1960), *Vulkane und ihre Tätigkeit*, Ed. Enke, Stuttgart (trad. 1. rom. "Vulcanii și activitatea lor", Ed. Tehnică, București, 1967).
- STERN C.R. (1974), *Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zones*, Geology, v. 2, pp. 227–230.
- SUGIMURA A. (1959), *Geographische Verteilung und Charaktertendenz des Magma in Japan*, Volcanol. Soc. Japan Bull., ser. 2, v. 4, pp. 77–103 (in 1. japoneză cu rezumat în 1. germ.).
- SUGIMURA A. (1960), *Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs*, Univ. Tokyo Journ. Fac. Sci., sect. 2, v. 12, pp. 133–153.
- SUGIMURA A. (1967), *Chemistry of volcanic rocks and seismicity of the earth's mantle in the island arcs*, Bull. Volcanol., v. 30, pp. 319–334.
- SUGIMURA A. (1968), *Spatial relations of basaltic magmas in island arcs*, in A. Poldervaart: „Basalts”, Ed. Interscience, pp. 537–571.
- SUZUKI T. (1966), *On the distribution of volcanoes in relation to the configuration of their basal rocks in the circum-Pacific orogenic zone*, Proc. Pacific Sci. Congr. 11th, Tokyo "Physiographic Development of the Pacific Region", p. 13.
- TAYLOR S.R. (1969), *Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks*, Oregon Dep. Geol. Mineral. Ind. Bull., v. 65, pp. 43–63.
- TILLEY C.E. (1950), *Some aspects of magmatic evolution*, Quart. Journ. Geol. Soc., London, v. 106, no. 1, pp. 37–61.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960), *Igneous and metamorphic petrology*, Ed. McGraw-Hill, New York. (trad. 1. rom. "Petrologia magmatică și metamorfică", Ed. Tehnică, București, 1967).
- UIT., ARAMSKI S. (1978), *Relationship between chemical composition of Japanese island-arc volcanic rocks and gravimetric data*, Tectonophys., v. 45, no. 4, pp. 249–260.
- VOGT P.R. (1974), *Volcanic height and plate thickness*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 23, pp. 337–348.
- WATERS A.C. (1955), *Volcanic rocks and the tectonic cycle*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 62, pp. 172–192.
- WYLLIE P.J. (1973), *Experimental petrology and global tectonics — A review*, Tectonophys., v. 17, no. 7, pp. 189–209.
- WILSON J.T. (1959), *Geophysics and continental growth*, Amer. Scient., v. 47, no. 1, pp. 1–24.
- YODER H.S. (1969), *Calc-alkaline andesites, experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics*, Oregon, Dep. Geol. Mineral. Ind. Bull., v. 65, pp. 77–89.
- YODER H.S. (1971), *The joint diopside-pyroxene-H₂O at 10 kb. Its bearing on the melting of peridotite, the ACF metamorphic facies and the gedrite-hornblende miscibility gap*, Carnegie Inst. Wash. Yearb., v. 69, pp. 176–181.

Sedimentarea în zonele de subducție

- BLAKE M.C. jr., JONES D.L. (1974), *Origin of franciscan mélanges in northern California*, SEPM Spec. Publ., no. 19, pp. 345–357.
- BURK C.A. (1965), *Geology of the Alaska Peninsula and island arc and continental margin*, Geol. Soc. Amer., Mem. 99.

- BURK C.A. (1973), *Uplifted geosynclines and continental margins*, Geol. Soc. Amer., Mem. 132, pp. 75–85.
- DICKINSON W.R. (1974), *Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs*, SEPM Spec. Publ., no. 19, pp. 230–239.
- DICKINSON W.R. (1977), *Tectonostratigraphic evolution of subduction-controlled sedimentary assemblages*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 33–40.
- GROW J.A. (1973), *Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian Arc*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, no. 7, pp. 2169–2192.
- HSÜ K.J. (1968), *Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan Knoxville paradox*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 79, no. 12, pp. 1963–1974.
- HSÜ K.J. (1970), *Cohesive strength, the effect, and the mechanism of imbricated thrusts*, 2nd Internat. Rock Mechanism Conf., Proc. Paper, no. 3–36.
- HSÜ K.J. (1971), *Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 5, pp. 1162–1170.
- HSÜ K.J. (1974), *Mélanges and their distinction from olistostromes*, SEPM Spec. Publ., no. 19, pp. 321–333.
- HSÜ K.J., OHRBOM R. (1969), *Mélanges of San Francisco Peninsula. Geologic reinterpretation of type Franciscan*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 53, no. 7, pp. 1348–1367.
- JAMES D.E. (1971), *Plate tectonics model for the evolution of the central Andes*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, no. 12, pp. 3325–3346.
- KARIG D.E. (1970), *Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 2, pp. 239–254.
- KARIG D.E. (1971), *Structural history of the Mariana island arc system*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, no. 2, pp. 323–344.
- KARIG D.E., MAMMERICKX J. (1972), *Tectonic framework of the New Hebrides island arc*, Marine Geol., v. 12, no. 3, pp. 187–205.
- KULM L.D., FOWLER G.A. (1974), *Cenozoic sedimentary framework of the Gorda-Juan de Fuca plate and adjacent continental margin – A review*, SEPM Spec. Publ., no. 19, pp. 212–229.
- KULM L.D., SCHWELLER W.J. (1977), *A preliminary analysis of the subduction processes along the median continental margin, 6° to 45° S*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 285–301.
- LUDWIG W.J., HAYES D.E., EWING J.I. (1967), *The Manila Trench and West Luzon Trough, I. Bathymetry and sediment distribution*, Deep-Sea Res., v. 14, pp. 533–544.
- MARLOW M.S. (1971), *Tectonic history of western Aleutian ridge-trench system* (Ph. D. thesis), Stanford Univ., California.
- MATHEWS V., WACHS D. (1973), *Mixed depositional environments in the Franciscan geosynclinal assemblage*, Journ. Sed. Petrology, v. 43 no. 2, pp. 516–517.
- MOORE J.C. (1972), *Uplifted trench sediments: Southwestern Alaska-Bering shelf edge*, Science, v. 175, pp. 1103–1105.
- MOORE G.F., KARIG D.E. (1977), *Development of sedimentary basins on the lower trench slope (Abstract)*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, p. 464.
- SCHOLL D.W. (1974), *Sedimentary sequences in the North Pacific trenches*, in C.A. Burk and C.L. Drake (edit.): "The geology of continental margins", Ed. Springer, New York, pp. 493–504.
- SCHOLL D.W., CHRISTIANSEN M.N., von HUENE R., MARLOW M.S. (1970), *Peru-Chile trench, sediments and sea-floor spreading*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 5, pp. 1339–1360.
- SCHOLL D.W., MARLOW M.S. (1974), *Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed circum-Pacific eugeosyncline*, SEPM Spec. Publ., no. 19, pp. 193–211.
- SCHOLL D.W., MARLOW M.S., COOPER A.K. (1977), *Sediment subduction and offscraping at the Pacific margins*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 199–210.
- Von HUENE R. (1974), *Modern trench sediments*, in C.A. Burk and C.L. Drake (edit.): "The geology of continental margins", Ed. Springer, New York, pp. 207–211.
- Von HUENE R.W., SCHORR G.G. (1969), *The structure and tectonic history of the eastern Aleutian Trench*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 80, no. 10, pp. 1889–1902.
- WEIMER R.J. (1970), *Rates of deltaic and intrabasin deformation. Upper Cretaceous of Rocky Mountains region*, SEPM Spec. Publ., no. 15, pp. 270–292.

- BAILEY E.H., IRWIN W.P., JONES D.L. (1964), *Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California*, Calif. Div. Mines, Geol. Bull., v. 183.
- BAILEY E.H., BLAKE M.C., JONES D.L. (1970), *On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Banno*, U.S. Geol. Survey Prof. Pap., 700-C, pp. 70–81.
- BLAKE M.C., IRWIN W.P., COLEMAN R.G. (1967), *Upside-down metamorphic zonation, blueschists facies, along a regional thrust in California and Oregon*, U.S. Geol. Survey, Prof. Pap., 575-C, pp. 1–9.
- BLAKE M.C., IRWIN W.P., COLEMAN R.G. (1969), *Blueschist-facies metamorphism related to regional thrust faulting*, Tectonophys., v. 8, no. 3, pp. 237–246.
- COLEMAN R.G. (1972), *Blueschist metamorphism and plate tectonics*, Proc. 14th Int. Geol. Congr. (Montreal), v. 2, pp. 19–26.
- ERNST W.G. (1970), *Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence. Crustal expression of a late mesozoic Benioff zone*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 5, pp. 886–901.
- ERNST W.G. (1971), *Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps*, Contrib. Miner. Petrol., v. 34, no. 1, pp. 43–59.
- ERNST W.G. (1973), *Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones*, Tectonophys., v. 17, no. 3, pp. 255–272.
- ERNST W.G. (1974), *Metamorphism and ancient continental margins*, in C.A. Burk și C.L. Drake (edit.): „The geology of continental margins”, Ed. Springer, New York, pp. 907–919.
- ERNST W.G. (1975), *Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circum-Pacific blueschist belts*, Tectonophys., v. 26, no. 3–4, pp. 229–246.
- ERNST W.G. (edit.), (1975 a), *Metamorphism and plate tectonics regimes*, Ed. Dowden, Hutchinson Ross, Stroudsburg.
- ERNST W.G. (edit.), (1975 b), *Subduction and metamorphism*, Ed. Wiley, New York.
- MIYASHIRO A. (1961), *Evolution of metamorphic belts*, Journ. Petrol., v. 2, pp. 277–311.
- MIYASHIRO A. (1967), *Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands*, Medd. Dansk Geol. Foren, v. 17, pp. 390–446.
- MIYASHIRO A. (1972 a), *Metamorphism and related magmatism in plate tectonics*, Amer. Journ. Sci., v. 272, no. 7, pp. 629–656.
- MIYASHIRO A. (1972 b), *Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism*, Tectonophys., v. 13, no. 1–4, pp. 141–160.
- MIYASHIRO A. (1972 c), *Metamorphism and related magmatism in plate tectonics*, Amer. Journ. Sci., v. 272, no. 7, pp. 629–659.
- MIYASHIRO A. (1973), *Paried and unparied metamorphic belts*, Tectonophys., v. 17, no. 3, pp. 241–254.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960), *Igneous and metamorphic petrology*, Ed. McGraw-Hill, New York (trad. 1. rom. „Petrologie magmatică și metamorfică”, Ed. Tehnică, București, 1967).

Cinematica și dinamica zonelor de subducție

- AUBOUIN J., VON HUENE R., AZÉMA J. et. al. (1981), *A summary of Deep Sea drilling project Leg 67. Shipboard results from the Mid-America trench transect off Guatemala*, Oceanol. Acta. No. sp. „Geology of continental margins symposium”, pp. 225–232.
- AUBOUIN J., BLANCHET R. (1981), *Subduction and tectonics. Discussion on the IPOD programme in active margins*, Oceanol. Acta. No. sp. „Geology of continental margins symposium”, pp. 283–294.
- ATWATER T. (1970), *Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 12, pp. 3531–3536.
- BARAZANGI M., ISAKS B.L., OLIVER J., DUBOIS J., PASCAL G. (1973), *Descent of lithosphere beneath New Hebrides, Tonga-Fiji and New Zealand: Evidence for detached slabs*, Nature, v. 242, no. 5393, pp. 98–101.
- BERG E., SUTTON G.H., WALKER D.A. (1977), *Dynamic interaction of seismic activity along rising and sinking edges of plate boundaries*, Tectonophys., v. 39, no. 4, pp. 559–578.
- BISCHKE R.E. (1974), *A model of convergent plate margins based on recent tectonics of Shikoku, Japan*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 32, pp. 4845–4858.
- BOTT M.P.H. (1971), *Evolution of young continental margins and formation of shelf basins*, Tectonophys., v. 11, no. 5, pp. 319–327.

- BRUHN R.L., DALZIEL W.D. (1977), *Destruction of the early cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 395–405.
- CALDWELL J.G., HAXBY W.F., KARIG D.E., TURCOTTE D.L. (1976), *On the applicability of an universal trench profile*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 31, no. 2, pp. 239–246.
- CURRAY J.R., SHOR G.G., RAITT R.W., HENRY M. (1977), *Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the eastern Sunda and western Banda arcs*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 17, pp. 2479–2489.
- DELONG S.E., FOX P.J. (1977), *Geologic consequences of ridge subduction*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 221–228.
- DEWEY J.P. (1976), *Ophiolite obduction*, Tectonophys., v. 31, no. 1–2, pp. 93–120.
- DICKINSON W.R. (1972), *Reconstruction of past arc-trench system from petrotectonic assemblages in the island arcs of the western Pacific*, in „The Eastern Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry”, Univ. Western Australia, Canberra.
- DICKINSON W.R. (1973), *Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 17, pp. 3376–3389.
- DICKINSON W.R., SNYDER W.S. (1975), *Geometry of triple junctions and subducted lithosphere related to San Andreas transform activity (Abstract)*, Trans. Amer. Geophys. Union (EOS), v. 56, p. 1066.
- DIETZ R.S., HOLDEN J.C. (1974), *Collapsing continental rise: Actualistic concept of geosynclines – A review*, SEPM Spec. Publ., no. 19, pp. 14–25.
- DIXON J.M., FARRAR E. (1980), *Ridge subduction, eduction, and Neogene tectonics of southwestern North America*, Tectonophys., v. 67, no. 1–2, pp. 81–99.
- DUBOIS J., LAUNAY J., RECY J. (1975), *Some new evidence on lithospheric bulges close to island arcs*, Tectonophys., v. 26, no. 3–4, pp. 189–196.
- ENGDAHL E.R., SIEP N.H., LIN M.-T. (1977), *Plate effect in North Pacific subduction zones*, Tectonophys., v. 37, no. 1–3, pp. 95–116.
- FITCH T.J. (1977), *In situ P-wave velocities in deep earthquake zones of the SW Pacific: Evidence for a phase boundary between the upper and lower mantle*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 123–136.
- FITCH T.J., SCHOLZ C.R. (1971), *Mechanism of underthrusting in southwest Japan: A model of convergent plate interactions*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 29, pp. 7260–7292.
- FITTON J.G. (1971), *The generation of magmas in island arcs*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 11, no. 1, pp. 63–67.
- FREUND R., KOSLOFF D., MATTHEWS A. (1980), *A dynamic model of subduction zones*, in P.A. Davies & S. Runcorn (edit.): „Mechanism of continental drift and plate tectonics”, Academic Press, London, pp. 17–39.
- GORDON R.G., COX A., HARTE C.F. (1978), *Absolute motion of an individual plate estimated from its ridge and trench boundaries*, Nature, v. 274, pp. 752–755.
- GORSHKOV G.S. (1969), *Intraoceanic islands, East Pacific ridge, island arcs: Volcanism and upper mantle*, Tectonophys., v. 8, no. 3, pp. 213–221.
- GROW J.A., ATWATER T. (1970), *Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 12, pp. 3715–3722.
- HAGER B.H., O'CONNELL R.J. (1978), *Subduction zone, angles and flow driven by plate motion*, Tectonophys., v. 50, no. 2–3, pp. 111–133.
- HATHERTON T. (1971), *Plate consumption: comments from an island arc*, Nature, v. 234, no. 5327, pp. 294–295.
- HATHERTON T. (1974), *Active continental margins and island arcs*, in C.A. Burk, C.L. Darke (edit.): „The Geology of continental margins”, Ed. Springer, New York, pp. 93–114.
- HAYES D.E., HEIRTZLER J.R. (1968), *Magnetic anomalies and their relation to the Aleutian island arc*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 14, pp. 4637–4647.
- HELWING J., HALL G.A. (1973), *Steady-state trenches?*, Geology, v. 1, no. 2, pp. 309–315.
- HONZA E. (1981), *Subduction and accretion in the Japan Trench*, Oceanol. Acta No. sp. „Geology of continental margins symposium”, pp. 251–258.
- HUSSONG D.M. (1980), *Ocean crustal dynamics*, Episodes, v. 1980, no. 2, pp. 14–18.
- HUSSONG D.M., UYEDA S. (1981), *Tectonics in the Marian Arc: Results of recent studies, including DSDP Leg 60*, Oceanol. Acta, No. sp. „Geology of continental margins symposium”, pp. 203–212.
- HOUTZ R., EWING J. (1976), *Upper crustal structure as a function of plate age*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 14, pp. 2490–2498.

- ISACKS B., MOLNAR P. (1971), *Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of local mechanism solutions of mantle earthquakes*, Rev. Geophys. Space Phys., v. 9.
- ISACKS B.L., BARAZANGI M. (1977), *Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 99–114.
- JACOB K.H., KAZUAKI NAKAMURA K., DAVIES J.N. (1977), *Trench-volcano gap along the Alaska-Aleutian arc: Facts and speculations on the role of terrigenous sediments for subduction*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 243–258.
- JAMES D.E. (1971), *Plate tectonics model for the evolution of the central Andes*, Geol. Soc. Amer., Bull. v. 82, no. 12, pp. 3325–3346.
- JISCHKE M.C. (1975), *On the dynamics of the descending lithospheric plates and slip zones*, Journ. Geophys. Res., v. 73, no. 15, pp. 4809–4814.
- KANAMORI H. (1971), *Great earthquakes at island arcs and the lithosphere*, Tectonophys., v. 12, no. 3, pp. 187–198.
- KANAMORI H. (1977), *Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 163–174.
- KARIG D.E. (1977), *Growth patterns on the upper trench slope*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 175–185.
- KARIG D.E., MOORE G.F. (1975), *Tectonic complexities in the Bonin arc system*, Tectonophys., v. 27, no. 2, pp. 97–118.
- KARIG D.E., SHARMAN V.F. III (1975), *Subduction and accretion in trenches*, Geol. Soc. Amer. Bull. v. 86, no. 3, pp. 377–389.
- KARIG D.E., CALDWELL J.G., PARMENTIER E.M. (1976), *Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 35, pp. 6281–6291.
- KATZ H.R. (1972), *Plate tectonics and orogenic belts in the South-East Pacific*, Nature, v. 237, no. 5354, pp. 331–332.
- KELLEHER J. (1972), *Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions*, Journ. Geophys. Res., v. 77, pp. 2087–2103.
- KELLEHER J., SAVINO J., ROWLETT H., McCANN W. (1974), *Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs*, Journ. Geophys. Res., v. 79, no. 32, pp. 4880–4899.
- KELLEHER J., McCANN W. (1976), *Bouyant zones, great earthquakes and unstable boundaries of subduction*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 26, pp. 4885–4896.
- KELLEHER J., McCANN W. (1977), *Bathymetric highs and the development of convergent plate boundaries*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 115–122.
- KLEIN G. DE V., KOBAYASHI K. (1981), *Geological summary of the Shikoku Basin and north-western Philippine Sea, Leg 58 DSDP/JPOD drilling results*, Oceanol. Acta, No. sp. „Geology of continental margins symposium”, pp. 181–192.
- KULM L.D., FOWLER G.A. (1974), *Oregon continental margin structure and stratigraphy: A test of the imbricate thrust model*, in C.A. Burk, C.L. Drake (edit.): „The geology of continental margins”, Ed. Springer, New York, pp. 261–283.
- KULM L.D., SCHWELLER W.J., MASIS A. (1977), *A preliminary analysis of the subduction processes along the Andean continental margin*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 285–302.
- LANGSETH M.G., VON HUENE R., OKADA H. (1981), *Subsidence of the Japan trench forearc region of northern Honshu*, Oceanol. Acta, No. sp. „Geology of continental margins symposium”, pp. 173–179.
- LIPMAN P.W., PROSTKA H.J., CHRISTIANSEN R.L. (1971), *Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks*, Science, v. 174, no. 4011, pp. 821–825.
- LUYENDYK B.P. (1970), *Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs*, Geol. Soc. Amer. Bull. v. 81, no. 12, pp. 3411–3416.
- MALAHOFF A. (1970), *Some possible mechanisms for gravity and thrust faults under oceanic trenches*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 11, pp. 1192–2002.
- MARLOW M.S., SHOLL D.W., BUFFINGTON E.C., ALPHA T.R. (1973), *Tectonic history of the central Aleutian arc*, Geol. Soc. Amer. Bull. v. 84, no. 5, pp. 1555.

- MATSUDA T., UYEDA S. (1971), *On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas*, Tectonophys., v. 11, no. 1, pp. 5—7.
- McGARR A. (1977), *Seismic moments of earthquakes beneath island arcs, phase changes, and subduction velocities*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 2, pp. 256—264.
- McKENZIE D.P. (1969), *Speculations on the consequence and causes of plate motion*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 18, no. 1, pp. 1—18.
- McKENZIE D. (1976), *The orientation of the stress axes within sinking slabs*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 31, no. 2, pp. 305—307.
- McKENZIE D.P. (1977), *The initiation of trenches: A finite amplitude instability*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 57—61.
- MEGARD F., PHILIP H. (1976), *Plio-Quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 33, no. 2, pp. 331—328.
- MENARD H.W. (1978), *Break-up of the Farallon plate by pivoting subduction*, Journ. Geol., no. 1, pp. 99—110.
- MOLNAR P., ATWATER T. (1978), *Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternants related to age of subducted oceanic lithosphere*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 41, no. 3, pp. 330—340.
- MOORE C.J., KARIG D.E. (1976), *Sedimentology, structural geology and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 97, no. 9, pp. 1259—1268.
- NICOLAS A. (1976), *Flow in upper-mantle rocks: Some geophysical and geodynamic consequences*, Tectonophys., v. 32, no. 1—2, pp. 93—106.
- OLIVER J., ISACKS B., BARAZANGI M., MITRONOVAS W. (1973), *Dynamics of the down-going lithosphere*, Tectonophys., v. 19, no. 2, pp. 133—147.
- OLSON W.S. (1974), *Deep-sea trenches and the compression assumption: Discussion*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 58, no. 12, pp. 2522—2534.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1976), *The physico-chemical behaviour of the descending lithosphere*, Tectonophys., v. 32, no. 1—2, pp. 107—128.
- PLAFKER G. (1972), *Alaskan earthquakes of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 77, no. 5, pp. 901—923.
- RINGWOOD A.E. (1976), *Phase transformation in descending plates and implications for mantle dynamics*, Tectonophys., v. 32, no. 1—2, pp. 129—143.
- SACKS I.S. (1977), *Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America*, Tectonophys., v. 37, no. 1—3, pp. 131—140.
- SCHOLL D.W., MARLOW M.S., COOPER A.K. (1977), *Sediment subduction and offscraping at the Pacific margins*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arc, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 199—210.
- SEELY D.R. (1977), *The significance of landward vergence and oblique structural trends on trenches inner slopes*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): „Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins”, Amer. Geophys. Union, pp. 187—198.
- SEELY D.R., VAIL P.R., WALTON G.G., (1974), *Trench slope model*, in C.A. Burk, C.L. Drake (edit.): „The geology of continental margins”, Ed. Springer, New York, pp. 259—260.
- SHERIDAN R.E. (1974), *Atlantic continental margin of North America*, in C.A. Burk și C.L. Drake (edit.): „The geology of continental margins”, Ed. Springer, New York, pp. 391—407.
- SHOR G.G. jr., KIRK H.K., MENARD H.W. (1971), *Crustal structure of the Melanesian area*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 11, pp. 2562—2586.
- SMITH A.T., TOKSÖZ M.N. (1972), *Stress distribution beneath island arcs*, Geophys. Journ. Royal Astr. Soc., v. 29, no. 3, pp. 289—318.
- SPEED R.C. (1981), *Geology of Barbados: Implications for an accretionary origin*, Oceanol. Acta, No. sp. „Geology of continental margins symposium”, pp. 259—265.
- SPENCE W. (1977), *The Aleutian Arc: Tectonic blocks, episodic subduction, strain diffusion and magma generation*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 2, pp. 213—230.
- STAUDER W. (1973), *Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate*, Journ. Geophys. Res., v. 78, no. 16, pp. 5033—5061.
- STAUDER W. (1975), *Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidence of focal mechanism and by seismicity*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 5, pp. 1053—1064.
- SUGIMURA A. (1967), *Chemistry of volcanic rocks and seismicity of the earth's mantle in the island arcs*, Bull. Volcanol., v. 30, pp. 319—334.
- SUGISAKI R. (1972), *Tectonic aspects of andesite line*, Nature, Phys. Sci., v. 240, pp. 109—111.
- SUGISAKI R. (1976), *Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movements*, Lithos, v. 9, no. 1, pp. 17—30.

- SYCHEV P.M. (1973), *Upper-mantle structure and nature of deep processes in island arcs and trench systems*, Tectonophys., v. 19, no. 4, pp. 343–359.
- SYKES L.R. (1970), *Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 26, pp. 5041–5055.
- TURCOTTE D.L., HAXBY W.F., COCKENDON J.R. (1977), *Lithospheric instabilities*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 63–69.
- UYEDA S. (1977), *Some basic problems in the trench-arc-back arc system*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 1–14.
- UYEDA S., MIYASHIRO A. (1974), *Plate tectonics and the Japanese Islands*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 85, no. 7, pp. 1159–1170.
- UYEDA S., KANAMORI H. (1979), *Back-arc opening and the mode of subduction*, Journ. Geophys. Res., v. 84, no. 3, pp. 1049–1061.
- VLAAR N.J., WORTZEL M.J.R. (1976), *Lithospheric aging, instability and subduction*, Tectonophys., v. 32, no. 3–4, pp. 331–351.
- VOGT P.R., LOWRIE A., BRACEY D.R., HEY R.N. (1976), *Subduction of aseismic oceanic ridge: Effects on shape, seismicity and other characteristics of consuming plate boundaries*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 172.
- Von HUENE R. (1972), *Structure of continental margin and tectonism of the eastern Aleutian trench*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 12, pp. 3613–3626.
- Von HUENE R., UYEDA S. (1981), *A summary of results from the IPOD transects across the Japan, Mariana, and Middle America convergent margins*, Oceanol. Acta, No. sp. "Geology of continental margins symposium", pp. 233–239.
- WALCOTT R.I. (1972), *Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, no. 6, pp. 1845–1848.
- WANG CHI-YUEN (1980), *Sediment subduction and frictional sliding in a subduction zone*, Geology, v. 8, pp. 530–533.
- WATKINS J.S., MOORE J.C., SHIPLEY T.H. et al., (1981), *Accretion underplating, subduction and tectonic evolution, Middle America trench, southern Mexico: Results from DSDP Leg 66*, Oceanol. Acta, No. sp. "Geology of continental margins symposium", pp. 213–224.

Bazinele marginale

- ANDREWS D.J., SLEEP N.H. (1974), *Numerical modelling of tectonic flow behind island arcs*, Geophys. Journ., Royal Astr. Soc., v. 38, no. 2, pp. 237–251.
- BARAZANGI M., PENNINGTON W., ISACKS B. (1975), *Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using pP waves*, Journ. Geophys. Res., v. 80, no. 8, pp. 1079–1092.
- BELOUSSOV V.V., RUDITCH E.M. (1961), *Island arcs in the development of the earth's structure*, Journ. Geol., v. 69, no. 6, pp. 647–658.
- BELOUSSOV V.V. (1970), *Against the hypothesis of ocean-floor spreading*, Tectonophys., v. 9, no. 6 pp. 489–511.
- BEN-AVRAHAM Z., UYEDA S. (1973), *The evolution of the China Basin and the Mesozoic Paleogeography of Borneo*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 18, no. 2, pp. 365–376.
- BEN-AVRAHAM Z. (1978), *The evolution of marginal basins and adjacent shelves in East and South-east Asia*, Tectonophys., v. 45, no. 4, pp. 269–288.
- BISCHKE R.E. (1976), *Secular horizontal displacements: A method for predicting great thrust earthquakes and for assessing earthquake risk*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 14 pp. 2511–2516.
- BOTT M.H.P. (1971), *Evolution of young continental margins and formation of shelf basins*, Tectonophys., v. 11, no. 5, pp. 319–328.
- BRUHN R.L., STERN C.R., De WITT M.J. (1978), *Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc in southern South America*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 41, no. 1, pp. 32–46.
- COOPER A.K., MARLOW M.S., SCHOLL D.W. (1977), *The Bearing Sea — a multivarious marginal basin*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 437–450.
- DIETRICH V., EMMERMANN R., OBERHANSLI R., FUCHELT H. (1978), *Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the west Mariana trench*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 39, no. 1, pp. 127–144.

- ELSASSER W.M. (1971), *Sea-floor spreading as thermal convection*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 5, pp. 1101–1112.
- GREEN A.R. (1977), *The evolution of the earth's crust and sedimentary basin development*, Offshore Techn. Confer., pp. 67–78.
- HART S.R., GLASSLEY W.E., KARIG D.E. (1972), *Basalts and sea floor spreading behind the Mariana Arc*, Earth Planet. Sci. Lett., v. 15, no. 1, pp. 12–18.
- HASEBE K., FUJII N., UYEDA S. (1970), *Thermal processes under island arcs*, Tectonophys., v. 10, no. 1–3, pp. 335–355.
- HATHERTON T. (1974), *Active continental margins and island arcs*, in C.A. Burk, C.L. Drake (edit.): "The geology of continental margins", Ed. Springer, New York, pp. 93–103.
- HAWKINS J.W. jr. (1974), *Geology of the Lau basin, a marginal sea behind the Tonga arc*, in C.A. Burk, C.L. Drake (edit.): "The geology of continental margins", Ed. Springer, New York, pp. 505–520.
- HAWKINS J.W. (1977), *Petrological and geochemical characteristics of marginal basin basalts*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 355–365.
- HEEZEN B.C. (1972), *Island and marginal seas*, Tectonophys., v. 13, no. 1–4, pp. 293–308.
- HILDE T.C.W., UYEDA S., KROENKE L. (1977), *Evolution of the western Pacific and its margin*, Tectonophys., v. 38, no. 1–2, pp. 145–165.
- KANAMORI H. (1971), *Great earthquakes at island arcs and the lithosphere*, Tectonophys., v. 12, no. 3, pp. 187–198.
- KARIG D.E. (1970), *Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 2, pp. 239–254.
- KARIG D.E. (1971), *Origin and development of marginal basins in the Western Pacific*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 11, pp. 2542–2561.
- KARIG D.E. (1974), *Evolution of arc system in the Western Pacific*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 2, pp. 51–75.
- KASENO Y. (1972), *On the origin of the Japan Sea basin*, Proc. Intern. Geol. Congr. 24th, Sect. 8, pp. 37–42.
- KIDD W.S.F. (1977), *The Baie Verte lineament, Newfoundland: Ophiolite complex floor and mafic volcanic fill of a small Ordovician marginal basin*, in M. Talwani, W.C. Pitman (editors): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 407–418.
- KUENEN P.H. (1935), *The Snellius expedition. Geological results*, Keminl, v. 5, no. 1, Utrecht.
- LAWVER L.A., HAWKINS J.W. (1978), *Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: Their possible tectonic and petrologic significance*, Tectonophys., v. 45, no. 4, pp. 323–339.
- LORDKIPANIDZE M.B., ZAKARIADZE G.S., POPOLITOV E.I. (1979), *Volcanic evolution of the marginal and interarc basins*, Tectonophys., v. 57, no. 1, pp. 71–83.
- MATSUDA T., UYEDA S. (1971), *On the Pacific-type orogeny and its model — Extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas*, Tectonophys., v. 11, no. 1, pp. 5–28.
- MILSON J.S. (1970), *Woodlark Basin, a minor center of sea-floor spreading in Melanesia*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 35, pp. 7335–7339.
- MINEAR J.W., TOKSÖZ M.N. (1970), *Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics*, Journ. Geophys. Res., v. 75, no. 8, pp. 1397–1419.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1970), *Thermal structure of island arcs*, Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, no. 6, pp. 1665–1688.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1971), *Origin of paired metamorphic belts and crustal dilatation in island arc regions*, Journ. Geophys. Res., v. 76, no. 5, pp. 1315–1327.
- PACKHAM G.H., FALVEY D.A. (1971), *An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific*, Tectonophys., v. 11, no. 2, pp. 79–109.
- PATTON H. (1976), *Astenospheric convection induced by the downgoing slab; laboratory experiences* (apud Toksöz și Bird, 1977).
- SCHOLL D.W., BUFFINGTON E.C., MARLOW M.S. (1975), *Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region*, Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, no. 151, pp. 1–32.
- SCHORR G.G. jr. (1964), *Structure of the Bering Sea and the Alutian Ridge*, Marine Geol., v. 1, no. 3, pp. 213–219.
- SEEKINS L.C., TA-LIANG TENG (1977), *Lateral variations in the structure on the Philippine Sea plate*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 2, pp. 317–324.
- SLEEP N., TOKSÖZ M.N. (1971), *Evolution of marginal basins*, Nature, v. 233, no. 5321, pp. 548–550.

- SCLATER J.G., KARIG D., LAWVER A., LOUDEN K. (1976). *Heat flow, depth and crustal thickness of the marginal basin of the South Philippine Sea*, Journ. Geophys. Res., v. 81, no. 2, pp. 309—318.
- TOKSÖZ N., BIRD P. (1977), *Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 379—393.
- TOKSÖZ M.N., HSUI A.T. (1978), *Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins*, Tectonophys., v. 50, no. 2—3, pp. 177—196.
- TURCOTTE D.L., AHERN J.L. (1977), *On the thermal subsidence history of sedimentary basins*, Journ. Geophys. Res., v. 82, no. 26, pp. 3762—3766.
- WATANABE T., LANGSETH M.G., ANDERSON R.N. (1977), *Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific*, in M. Talwani, W.C. Pitman (edit.): "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins", Amer. Geophys. Union, pp. 137—161.
- WATTS A.B. (1977), *Sea-floor spreading in marginal basins of the Western Pacific*, Tectonophys., v. 37, nu. 1—3, pp. 167—182.

CUPRINS

REFAȚĂ	5
CAPITOLUL 1. ISTORIA UNEI REVOLUȚII ȘTIINȚIFICE	11
I. Teoria derivei continentelor pînă în 1950	11
1. Premergătorii	11
2. Teoria lui Wegener	12
3. Obiecții	17
4. Continuatorii	18
II. Paleomagnetismul	20
1. Cîteva date generale asupra magnetismului	20
2. Magnetismul rocilor	22
3. Două modalități de interpretare a datelor paleomagnetice	25
III. Descoperirea fundurilor oceanice	31
1. Topografia fundurilor oceanice	32
2. Caracteristicile geofizice ale oceanelor	38
IV. Teoria expansiunii fundurilor oceanice	43
1. Pionierii unei idei revoluționare	43
2. Inversiunile magnetice și semnificația lor	46
3. Inversiunile magnetice și expansiunea fundurilor oceanice	50
4. Deriva continentelor într-o nouă formulare	58
V. Teoria plăcilor	61
1. Faliile transformante	61
2. Mecanismul în focar al cutremurelor și seismele suboceanice	63
3. Conceptul de placă și tectonica plăcilor	65
VI. Tectonica globală	70
1. Procesele magmatice	71
2. Procesele sedimentare	76
3. Detalierea proceselor din zonele de expansiune	80
4. Detalierea proceselor din zonele de subducție	86
5. Mișcarea plăcilor la scara globului și cauza deplasării lor	94
6. Implicațiile economice ale tectonicii plăcilor	103
7. Tabelul cronologic al georevoluției științifice	109

CAPITOLUL 2. STRUCTURA GLOBULUI	111
I. Structura de ansamblu a globului	111
1. Seismologia și structura globului	111
2. Variațiile densității	117
3. Variația presiunii și a gravității cu adâncimea	119
4. Variația proprietăților elastice cu adâncimea	120
5. Temperatura în interiorul globului	120
6. Compoziția chimică și mineralogică a globului	123
II. Structura și compoziția crustei	127
1. Diviziunile morfologice ale crustei	128
2. Diviziunile structurale ale crustei	133
3. Structura seismică a crustei	137
4. Crusta și anomaliile de gravitate	146
5. Fluxul termic în crustă	156
6. Compoziția crustei	162
III. Structura și compoziția mantalei superioare	167
1. Diviziunile structurale ale mantalei	168
2. Anomaliile de gravitate	171
3. Distribuția temperaturii în manta	173
4. Comportamentul reologic al mantalei superioare	174
5. Compoziția mantalei superioare	176
IV. Elemente de dinamica litosferei la scara globală	195
1. Procesele magmatice	196
2. Mișcările pe verticală ale crustei	207
CAPITOLUL 3. TEORIA PLĂCILOR LITOSFERICE	219
I. Marginile de plăci din punct de vedere geometric	219
1. Faliile transformante	220
2. Triplele joncțiuni	231
II. Mișcările instantanee și măsurarea lor	236
1. Considerații de ordin teoretic	236
2. Metode de măsurare a vitezei relative	243
3. Metode de măsurare a direcției mișcărilor relative	257
III. Mișcările finite și măsurarea lor	260
1. Considerații de ordin teoretic	260
2. Metodele de reasamblare a unor elemente geologice distanțate	264
3. Metoda faliilor transformante	271
4. Determinarea mișcărilor finite cu ajutorul paleomagnetismului	276
IV. Sistemul actual de plăci și cinematica lui	287
CAPITOLUL 4. PROCESELE LEGATE DE ZONELE DE EXPANSIUNE	291
1. Geografia dorsalelor oceanice	292
2. Morfologia rifturilor	296
3. Regimul termic al zonelor de expansiune	307

4. Anomaliile de gravitate	320
5. Activitatea seismică	326
6. Expansiunea și magnetizarea crustei oceanice	332
7. Procesele magmatice și acrețiunea plăcilor	344
8. Metamorfismul în zonele de expansiune	374
9. Expansiunea și sedimentarea	382
10. Cinematica procesului de expansiune	393
11. Dinamica procesului de expansiune	406

CAPITOLUL 5. PROCESELE LEGATE DE ZONELE DE SUBDUȚIE 425

1. Geografia zonelor de subducție	427
2. Morfologia zonelor de subducție	430
3. Regimul termic	443
4. Câmpul gravific	454
5. Activitatea seismică	460
6. Anomaliile magnetice	472
7. Procesele magmatice	475
8. Sedimentarea în zonele de subducție	493
9. Metamorfismul zonelor de subducție	503
10. Cinematica și dinamica procesului de subducție	512

BIBLIOGRAFIE 567

CONTENTS

PREFACE	5
CHAPTER 1. HISTORY OF A SCIENTIFIC REVOLUTION	11
I. Theory of continental drift up to 1950	11
1. The precursors	11
2. Wegener's theory	12
3. Objections	17
4. The followers	18
II. Palaeomagnetism	20
1. Some general data on magnetism	20
2. The magnetism of rocks	22
3. Two ways of interpreting the palaeomagnetic data	25
III. The discovery of the ocean floors	31
1. Topography of ocean floor	32
2. Geophysical characteristics of the ocean floor	38
IV. Theory of ocean floor spreading	43
1. Pioniers of a revolutionary idea	43
2. Magnetic reversals and their significance	46
3. Magnetic reversals and the spreading of the ocean floors	50
4. Continental drift in a new view	58
V. Theory of plate tectonics	61
1. Transform faults	61
2. Focal mechanism and oceanic earthquakes	63
3. The concept of plate and the plate tectonics	65
VI. Global tectonics	70
1. Magmatic processes	71
2. Sedimentary processes	76
3. Farther studies of processes in spreading zones	80
4. Farther studies of processes in subduction zones	86
5. Movements of plates on a global scale and the cause of their movement	94
6. Economic implications of plate tectonics	103
7. Chronological table of the scientific georevolution	109

CHAPTER 2. STRUCTURE OF THE EARTH	111
I. Structure of the globe as a whole	111
1. Seismological structure of the Earth	111
2. Density variations	117
3. Pressure and gravitational variation with depth	119
4. Variations of the elastic properties with depth	120
5. Temperature inside the globe	120
6. Chemical and mineralogical composition of the Earth	123
II. Structure and composition of the crust	127
1. Morphological division of the crust	128
2. Structural division of the crust	133
3. Seismic structure of the crust	137
4. The crust and the gravitational anomalies	146
5. Heat flow in the crust	156
6. Composition of the crust	162
III. Structure and composition of the upper mantle	167
1. Structural division of the upper mantle	168
2. Gravitational anomalies	171
3. Distribution of temperature in the upper mantle	173
4. Rheological behaviour of the upper mantle	174
5. Composition of the upper mantle	176
IV. Some elements of lithosphere dynamics on a global scale	195
1. Magmatic processes	196
2. Vertical movements of the crust	207
CHAPTER 3. THEORY OF LITHOSPHERIC PLATES	219
I. Plate margins from a geometrical point of view	219
1. Transform faults	220
2. Triple junctions	231
II. Measurements of instantaneous movements	236
1. Theoretical considerations	236
2. Methods of measurements of relative velocity	243
3. Methods of measurements of the direction of relative movements	257
III. Measurements of finite movements	260
1. Theoretical considerations	260
2. Methods of reassembling the puzzle of distant geological elements	264
3. Use of transform faults	271
4. Determination of finite movements by means of palaeomagnetism	276
IV. Present system of plate kinematic pattern	287
CHAPTER 4. PROCESSES IN ACCRETING ZONES	291
1. Geography of ocean ridges	292
2. Morphology of ridges	296
3. Thermal regime of spreading zones	307

4. Gravitational anomalies	320
5. Seismic activity	326
6. The spreading processes and the magnetisation of the ocean crust	332
7. Magmatic processes and the plate accretion	344
8. Metamorphism at accreting plate boundaries	374
9. Spreading and sedimentation	382
10. Kinematics of the spreading processes	393
11. Dynamics of the spreading processes	406
CHAPTER 5. PROCESSES IN SUBDUCTION ZONES	425
1. Geography of subduction zones	427
2. Morphology of subduction zones	430
3. Thermal regime	443
4. Gravitational anomalies	454
5. Seismic activity	460
6. Magnetic anomalies	472
7. Magmatic processes	475
8. Sedimentation in subduction zones	493
9. Metamorphism in subduction zones	503
10. Kinematics and dynamics of subduction zones	512
REFERENCES	567

Redactor : GHEORGHE VLĂȘCEANU
Tehnoredactor : OLIMPIU POPA
Coli de tipar 39, Bun de tipar 26. 04. 1983



Tiparul executat sub comanda nr. 71
la I.P. „Filaret“, str. Fabrica de chibrituri
nr. 9-11, București
Republica Socialistă România

